



UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

EAP. DE FÍSICA

**Variabilidad espacial y temporal del espesor óptico de los
aerosoles sobre Perú usando imágenes de satélite**

MONOGRAFÍA

Para optar el Título de Licenciada en Física

AUTOR

Penélope Vargas Gargate

LIMA – PERÚ
2009

JOEL ROJAS ACUÑA, profesor principal a dedicación exclusiva, jefe del Laboratorio de Teledetección y que pertenece al departamento de Física Interdisciplinaria de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos.

CERTIFICA: que la presente monografía, “VARIABILIDAD ESPACIAL Y TEMPORAL DEL ESPESOR ÓPTICO DE LOS AEROSOLES SOBRE PERÚ USANDO IMÁGENES DE SATÉLITE”, ha sido realizada bajo mi dirección en el Laboratorio de Teledetección de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos.

Y para que conste y en cumplimiento de la legislación vigente, firmo la presente en Lima, junio del 2009.

Dr. Joel Rojas Acuña

*Profesor Principal
Dedicación Exclusiva*

A los hombres que en busca de su libertad, se alimentan de conocimientos.

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi agradecimiento al Dr. Joel Rojas Acuña, jefe del Laboratorio de Teledetección (LABTEL), por brindarme su confianza, apoyo y asesoramiento durante el desarrollo de este trabajo. Por su amistad y por sus consejos para continuar en esta gran labor.

A los profesores de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos por sus conocimientos y amistad brindada.

También mi agradecimiento a los integrantes de LABTEL y amigos de aula, por sus consejos y apoyo.

Agradezco a mis padres por darme la oportunidad de conocer la satisfacción que da el trabajo y a todos los que hicieron y hacen posible mi desarrollo profesional.

Agradezco a mi esposo por su apoyo incondicional, su paciencia y su amor durante todos estos años.

RESUMEN

La humanidad ha causado en la naturaleza muchos cambios que no necesariamente han sido favorables para ésta. La atmósfera cada vez presenta más contaminación. Las partículas contaminantes provienen del desarrollo industrial, de los fenómenos propios de la naturaleza, como las erupciones volcánicas, los grandes incendios forestales y de las nuevas partículas que se crean debido a procesos físico-químicos en la propia atmósfera.

Los aerosoles son partículas que se encuentran presentes en la atmósfera, que pueden influir sobre el clima. Pueden producir calentamiento al absorber la radiación que incide sobre la atmósfera o pueden provocar enfriamiento al reflejarla parcialmente. También el tamaño de estas partículas cumple un rol importante en la formación de los distintos tipos de nubes ya que facilitan el proceso de condensación de vapor de agua en la atmósfera.

En el presente trabajo se realiza un estudio sobre la variabilidad espacial y temporal del espesor óptico de los aerosoles, sobre las regiones geográficas 0° - 20°S , 90° - 70°W que pertenece a la zona del Perú y 3° - 8°S , 82° - 79°W que abarca la costa norte del Perú. Se utilizaron datos imágenes satelitales procedentes de los sensores MODIS, que se encuentran a bordo de los satélites AQUA y TERRA, del sensor SeaWiFS que se encuentra a bordo del satélite SeaStar, del sensor MISR que se encuentra a bordo del satélite TERRA, y del sensor MERIS que se encuentra a bordo del satélite ENVISAT. Se realizaron cálculos de correlaciones, se graficó el coeficiente de Angström versus el espesor óptico del aerosol, para poder clasificar los tipos de aerosoles presentes en la atmósfera de las regiones en estudio.

LISTADO DE FIGURAS

Figura 1.1- Humo de docenas de fuegos en China, se remolina a lo largo de los valles y luego hacia la bahía de Bo Hai (esquina superior derecha) en vía hacia Corea y el Océano Pacífico. Imagen de MODIS Land Rapid Response Team, NASA GSF, (Jacques Descloitres).....	2
Figura 2.1 - Diferentes tipos de dispersión según el parámetro de tamaño	5
Figura 2.2 - Variación de la intensidad al atravesar un medio	9
Figura 2.3 - Transferencia de radiación solar.....	11
Figura 2.4 - Relación de ángulos de dispersión (Θ), cenital del Sol (θ_0), cenital del satélite (θ), acimutal solar (ϕ_0) y acimutal del satélite (ϕ). “A” representa la posición del Sol, mientras que “B” la del observador	12
Figura 2.5 - Clasificación de los aerosoles por su tamaño y forma. Los aerosoles que se encuentran dentro del óvalo naranja, son los que interactúan con la radiación solar en las longitudes de onda indicadas. Se observa la distribución de acuerdo al número, área y volumen, notándose que la distribución por área predomina en longitudes de onda corta.....	14
Figura 2.6 - Clasificación de los aerosoles según la relación entre el espesor óptico y el coeficiente de Angström.....	22
Figura 2.7 - Campo de visión instantáneo.....	24
Figura 3.1 - Arquitectura funcional de Giovanni 3.....	29
Figura 4.1 - Promedio mensual del Espesor Óptico del Aerosol a 869 nm, procedente de MODIS -AQUA, con una resolución espacial de 9Km, de la región de 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud	36
Figura 4.2 - Promedio mensual del Espesor Óptico del Aerosol a 865 nm, procedente de SeaWiFS, de la región de 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud	37
Figura 4.3 - Promedio mensual del Espesor Óptico del Aerosol a 869 nm, procedente de MODIS -AQUA, de la región de 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud.....	38
Figura 4.4 - Promedio mensual del Espesor Óptico del Aerosol a 865 nm, procedente de SeaWiFS, de la región de 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud	38
Figura 4.5 - Promedio mensual del Espesor Óptico del Aerosol a 869 nm, procedente de MODIS -AQUA, de la región 3° - 8°S de latitud y 82° - 79°W de longitud	39
Figura 4.6 - Promedio mensual del Espesor Óptico del Aerosol a 865 nm, procedente de SeaWiFS, de la región 3° - 8°S de latitud y 82° - 79°W de longitud	39

Figura 4.7 - Promedio mensual del Espesor Óptico del Aerosol a 550 nm, procedente de MODIS -AQUA, con una resolución espacial de 9Km, de la región de 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud	40
Figura 4.8 - Promedio mensual del Espesor Óptico del Aerosol a 550 nm, procedente de MODIS -TERRA, con una resolución espacial de 9Km, de la región de 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud	41
Figura 4.9 - Promedio mensual del Espesor Óptico del Aerosol a 550 nm, procedente de MERIS, de la región de 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud	42
Figura 4.10 - Promedio mensual del Espesor Óptico del Aerosol a 550nm, de la región de 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud.....	43
Figura 4.11 - Promedio mensual del Espesor Óptico del Aerosol a 550 nm, de la región 3° - 8°S de latitud y 82° - 79°W de longitud.....	43
Figura 4.12 - Promedio mensual del Espesor Óptico del Aerosol a 555 nm, de Misr, con una resolución espacial de 9Km, de la región de 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud	44
Figura 4.13 - Promedio mensual del Espesor Óptico del Aerosol a 555 nm, de la región de 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud	45
Figura 4.14 - Promedio mensual del Espesor Óptico del Aerosol a 555 nm, de la región de 3° - 8°S de latitud y 82° - 79°W de longitud	45
Figura 4.15 - Promedio mensual del Espesor Óptico del Aerosol a 550nm, procedentes de MODIS – AQUA y MODIS – TERRA, de la región de 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud.....	46
Figura 4.16 - Correlación del promedio mensual del Espesor Óptico del Aerosol a 550nm, entre MODIS – AQUA y MODIS – TERRA, de la región 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud.....	46
Figura 4.17 - Promedio mensual del Espesor Óptico del Aerosol a 550nm, procedentes de MODIS – AQUA y MODIS – TERRA, de la región 3° - 8°S de latitud y 82° - 79°W de longitud.....	47
Figura 4.18 - Correlación del promedio mensual del Espesor Óptico del Aerosol a 550nm, entre MODIS – AQUA y MODIS – TERRA, de la región 3° - 8°S de latitud y 82° - 79°W de longitud.....	47
Figura 4.19 - Relación entre el coeficiente de Angström y el espesor óptico del aerosol para la región 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud, procedente de MODIS – AQUA	48
Figura 4.20 - Relación entre el coeficiente de Angström y el espesor óptico del aerosol para la región 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud, procedente de MODIS – TERRA.....	48

Figura 4.21 - Relación entre el coeficiente de Angström y el espesor óptico del aerosol para la región 3° - 8° S de latitud y 82° - 79° W de longitud, procedente de MODIS – AQUA 49

Figura 4.22 - Relación entre el coeficiente de Angström y el espesor óptico del aerosol para la región 3° - 8° S de latitud y 82° - 79° W de longitud, procedente de MODIS – TERRA..... 49

LISTADO DE TABLAS

Tabla 2.1 Tipo de partículas producidas según el origen de las fuentes de aerosoles	15
Tabla 2.2 Valores del espesor óptico del aerosol y del coeficiente de Angström, para cada tipo de aerosol.....	21
Tabla 3.1 Características de los datos oceánicos del espesor óptico del aerosol	30
Tabla 3.2 Características de los datos oceánicos y continentales del espesor óptica del aerosol	30
Tabla 3.3 Características de los datos del coeficiente de Angström	31

ÍNDICE

Agradecimientos.....	i
Resumen	ii
Listado de figuras	iii
Listado de tablas.....	vi
I. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Aerosoles: impacto global y local	1
II. FUNDAMENTO TEÓRICO	4
2.1 Interacción de la radiación solar con la atmósfera	4
2.1.1 Introducción....	4
2.1.2 Dispersión de Rayleigh	5
2.1.3 Dispersión de Mie	6
2.1.4 Absorción	8
2.1.5 Ley de Lambert-Beer-Bouguer	8
2.1.6 Ecuación de Transferencia Radiativa (ETR).....	9
2.1.6.1 Solución propuesta para la ETR.....	13
2.2 Aerosoles	13
2.2.1 Introducción....	13
2.2.2 Fuentes de aerosoles atmosféricos	15
2.2.2.1 Fuente extraterrestre.....	16
2.2.2.2 Fuente marina.....	16
2.2.2.3 Fuente mineral.....	16
2.2.2.4 Conversión de gas a partícula	17
2.2.2.5 Fuente biológica.....	17

2.2.2.6	Fuente antrópica.....	18
2.2.3	Características de los aerosoles.....	18
2.2.3.1	Propiedades ópticas del aerosol	18
2.2.3.2	Distribución del tamaño del aerosol.....	18
2.2.3.3	Función de Fase	19
2.2.3.4	Espesor óptico del aerosol.....	20
2.2.3.5	Coeficiente de Angström	20
2.3	Relación entre el Espesor óptico y el Coeficiente de Angström	21
2.4	Teledetección.....	22
2.4.1	Introducción.....	22
2.4.2	Satélites artificiales	22
2.4.2.1	Terra y Aqua	23
2.4.2.2	SeaStar	23
2.4.3	Envisat.....	23
2.4.4	Imágenes.....	24
2.4.4.1	Características	24
2.4.4.1.1	Resolución espacial.....	24
2.4.4.1.2	Resolución espectral.....	24
2.4.4.1.3	Resolución radiométrica.....	25
2.4.4.1.4	Resolución temporal.....	25
2.4.4.1.5	MODIS	25
2.4.4.1.6	Algoritmo operacional de MODIS para la obtención del espesor óptico con resolución de 10x10km.....	26
2.4.4.2	SeaWiFS.....	27
2.4.4.3	MISR.....	27

2.4.4.4	MERIS	27
III.	ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS E IMÁGENES	28
3.1	¿Qué es Giovanni?.....	28
3.2	Datos espaciales y temporales del espesor óptico del aerosol.....	30
3.3	Datos del coeficiente de Angström	30
3.4	Procesamiento de los datos del espesor óptico del aerosol	31
3.5	Procesamiento de los datos del coeficiente de Angström	31
IV.	RESULTADO Y DISCUSIÓN	32
4.1	Variabilidad espacial y temporal del espesor óptico del aerosol a 865 y 869nm.....	32
4.2	Variabilidad espacial y temporal del espesor óptico del aerosol a 550nm.....	33
4.3	Variabilidad espacial y temporal del espesor óptico del aerosol a 555nm.....	34
4.4	Correlación entre los datos procedentes de MODIS - AQUA y MODIS – TERRA	34
4.5	Relación entre el coeficiente de Angström y el espesor óptico del aerosol	35
V.	CONCLUSIONES.....	50
	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	51

I INTRODUCCIÓN

1.1 Aerosoles: Impacto Global y Local

Los aerosoles son partículas sólidas y líquidas que se encuentran suspendidas en la atmósfera, con tamaños que oscilan entre centenas y milésimas de micras, provienen de la combustión industrial, incendios forestales, fuentes de origen natural como la sal del rocío marino, el polvo de los desiertos, o erupciones volcánicas. La cantidad total de aerosoles que se encuentran suspendidas en el aire varían desde $1\mu\text{g}/\text{m}^3$, valor que se observa sobre los casquetes polares o en la troposfera oceánica libre, hasta $1\text{mg}/\text{m}^3$ valor que se observa en las tormentas de arena o en los humos cargados de ceniza de los incendios forestales [4].

Los atractivos colores de los atardeceres, la calima de los paisajes o de la neblina contaminada (*smog*) de las grandes ciudades, son ocasionados por éstas partículas. Hoy se sabe que los aerosoles juegan un rol importante para la vida en la Tierra, porque modifican el balance radiativo de nuestro planeta. Debido a la composición química y tamaño que presentan los aerosoles, son capaces de absorber y dispersar la radiación solar que incide sobre ellas, modificando el balance de radiación energética. El tamaño de estas partículas es similar al de la longitud de onda de la radiación procedente del Sol, por lo que pueden interactuar eficazmente con ésta, reduciendo la irradiancia solar total que finalmente alcanza la superficie de la Tierra. Los diversos tipos de aerosoles interactúan de diferente forma con la radiación solar, por ejemplo la sal del mar no absorbe la radiación solar, pero el polvo mineral sí, el carbón negro absorbe la radiación solar, los aerosoles de sulfato y nitrato, dispersan la radiación solar en cierto grado. Como se observa muchos aerosoles dispersan la radiación solar hacia el espacio, aumentando el albedo terrestre, surgiendo un enfriamiento, mientras que los aerosoles que absorben la radiación solar (especialmente el carbón negro) aumentan eficazmente el albedo que calienta la atmósfera circundante. La absorción o dispersión de la radiación solar puede ocurrir a diversas alturas de la superficie terrestre, dependiendo del tipo de aerosol, esto ejerce un gran efecto sobre el clima a nivel global y regional de la Tierra.

En la Figura 1.1 se observa una imagen satelital donde se muestra cómo los aerosoles pueden oscurecer la Tierra y el mar bajo ellos, bloqueando la energía solar que ingresa. La reducción de la energía solar disminuye la temperatura superficial de la Tierra.



Figura 1.1- Capa de humo que se arremolina dirigiéndose hacia la bahía de Bo Hai, China, (esquina superior derecha) en vía hacia Corea y el Océano Pacífico. (Imagen de MODIS Land Rapid Response Team, NASA GSF, Jacques Descloitres)

La presencia de los aerosoles en la atmósfera modifican las propiedades de las nubes, principales fuentes del albedo planetario (cociente entre la radiación solar incidente y la reflejada). Los núcleos de condensación de las nubes (NCN), es decir, las partículas sobre las que se fija el agua líquida que da lugar a la nube, están constituidas por aerosoles. Si aumentan los NCN, provoca que el agua líquida disponible se distribuya en un mayor número de pequeñas gotas, aunque de menor dimensión que las que habría con menos NCN, produciéndose un aumento en el albedo de la nube en cuanto a la radiación de onda corta, pero muy poca o ninguna variación en la de onda larga. Este efecto se acusa especialmente en nubes de espesor moderado tales como estratos y estrato-cúmulos marinos que cubren aproximadamente el 25% de la superficie de la Tierra [4].

El aumento de NCN en la nubes puede retardar e incluso evitar los procesos de precipitación. Los cambios inducidos por los NCN en la precipitación pueden también afectar a la cobertura nubosa regional y local.

Por último los aerosoles también afectan a la salud, las partículas menores a $10\text{ }\mu\text{m}$ (PM 10), pero especialmente las más pequeñas, es decir, las menores a $2,5\text{ }\mu\text{m}$ (PM 2,5) presentan mayor peligro para la salud humana y son emitidas generalmente por vehículos que utilizan diesel, a diferencia de las partículas emitidas por vehículos a gasolina. Las fuentes de emisión de plomo, las constituyen el parque automotor (vehículos que utilizan gasolina con plomo), las fábricas, las pinturas, el almacenamiento de baterías de plomo, entre otros. Estas partículas por su tamaño son fáciles de que penetren a las vías respiratorias y queden adheridos en los alveolos y bronquiolos pulmonares, causando problemas respiratorios, problemas cardiovasculares, problemas a nivel nervioso y reducción en la visibilidad, la exposición prolongada puede producir efectos negativos en el desarrollo mental en niños y alteración del comportamiento. En el Perú la Dirección General de Salud Ambiental (DIGESA), es una de las instituciones que estudia la calidad de aire, informa que las concentraciones anuales, en estos últimos años de la ciudad de Lima, de las partículas menores a $2.5\text{ }\mu\text{m}$, supera de cuatro a cinco veces más, el valor referencial indicado por la ECA (Estandar de Calidad de Aire), que es de $15\text{ }\mu\text{g}/\text{m}^3$. Esto demuestra la presencia de gran cantidad de aerosoles, que son nocivas para las personas y para el ambiente. El tener conocimiento de la presencia de aerosoles en la atmósfera es importante, porque está involucrado con el impacto climático local, regional y mundial, como se ha mencionado, en forma directa e indirecta. Los parámetros de estudio más importantes de los aerosoles son el espesor óptico y la distribución de tamaños de las partículas. El espesor óptico es una magnitud adimensional que indica el poder que poseen las partículas de aerosol para atenuar la radiación a una cierta longitud de onda. Este parámetro es fundamental en el estudio del cambio climático. La distribución de tamaño indica la forma en la que las partículas de cierta masa de aire se encuentran distribuidas en función de su radio, esto está relacionado con las propiedades de las nubes.

Los objetivos del trabajo son analizar la variabilidad espacial y temporal del espesor óptico de los aerosoles sobre la región $0^\circ - 20^\circ\text{S}$ de latitud y $90^\circ - 70^\circ\text{W}$ de longitud, que corresponde a la zona de Perú y a la región $8^\circ - 3^\circ\text{S}$ de latitud y $82^\circ - 79^\circ\text{W}$ de longitud, que corresponde a la zona de la Costa Norte de Perú; Identificar los tipos de aerosoles que se encuentran presentes en la atmósfera de las regiones mencionadas y observar su comportamiento espacial y temporal.

II. FUNDAMENTO TEÓRICO

2.1 Interacción de la radiación solar con la atmósfera

2.1.1 Introducción

El sol emite radiación electromagnética en todas las longitudes de onda, pero la mayor parte de la energía emitida se encuentra en el espectro visible, a longitudes de onda que se encuentran entre 400 y 700nm. La radiación solar que incide sobre las partículas, puede ser absorbida, reflejada o transmitida en todas las direcciones en procesos simultáneamente. Este fenómeno de reflexión, dispersión o difusión permite considerar a la partícula como si fuera una fuente puntual de energía, y si se considera de volumen esférico, su energía dispersada puede ser calculada a partir de las ecuaciones de Maxwell [2]. En la dispersión (o *scattering*) se define el denominado “parámetro de tamaño” como:

$$x = 2\pi r/\lambda \quad (2.1)$$

donde r es el radio de la partícula y λ la longitud de onda de la radiación incidente. Si las partículas son mucho más pequeñas que la longitud de onda de la radiación incidente nos encontramos en la aproximación de Rayleigh. Con esta teoría se estudia la dispersión de la radiación solar por las moléculas de la atmósfera terrestre. Si el tamaño de las partículas es de igual a o mayor tamaño que la longitud de onda de la radiación incidente, nos encontramos en la aproximación de Mie. La figura 2.1 muestra los intervalos en los que se aplican las aproximaciones de Rayleigh y Mie, en función al parámetro de tamaño [4]. En general se emplea el nombre de “moléculas” para referirnos a aquellas partículas cuyo tamaño permite la aproximación de Rayleigh, mientras que “partículas” se suele utilizar en la aproximación de Mie.

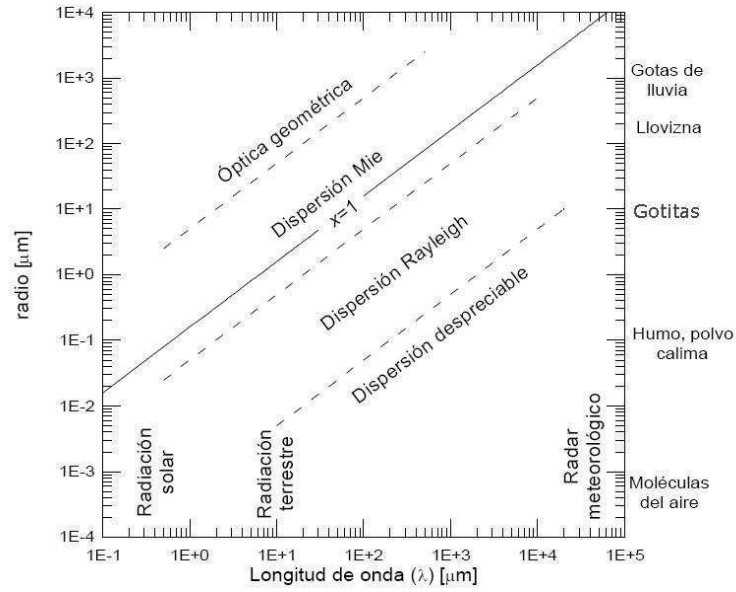


Figura 2.1 - Diferentes tipos de dispersión según el parámetro de tamaño.

2.1.2 Dispersión de Rayleigh

Si un haz de radiación no polarizada incide sobre una molécula esférica de radio mucho menor que la longitud de onda de dicha radiación, la intensidad de radiación dispersada en un ángulo Θ con respecto a la dirección del haz incidente, obtenida a partir del dipolo que constituye la molécula, toma la forma:

$$I = \left(\frac{I_0}{s^2} \right) \alpha^2 \left(\frac{2\pi}{\lambda} \right) \left(\frac{1 + \cos^2 \Theta}{2} \right) \quad (2.2)$$

donde I_0 es la intensidad del haz que incide sobre la partícula, s la distancia de la molécula al punto de observación, α es su polarizabilidad y λ la longitud de onda. Teniendo en cuenta el diferente comportamiento de las moléculas en la atmósfera en su forma de dispersar la radiación según la polarización de la radiación que les incide, la función de fase para dispersión Rayleigh toma la forma:

$$P(\cos \Theta) = 3/4(1 + \cos^2 \Theta) \quad (2.3)$$

con lo que la ecuación (2.2) puede describirse como [4, 11] :

$$I = \left(\frac{I_0}{s^2} \right) \alpha^2 \left(\frac{128\pi^5}{3\lambda^4} \right) \left(\frac{P(\Theta)}{4\pi} \right) \quad (2.4)$$

El flujo de energía dispersado, f , puede ser evaluado sobre una determinada área a una distancia s de la molécula dispersora como:

$$f = \int (I \Delta\Omega) s^2 d\Omega = \frac{F_0 \alpha^2 128\pi^5}{3\lambda^4} \quad (2.5)$$

donde F_0 es la densidad de flujo incidente. Esto nos permite definir la sección eficaz de dispersión σ_s por molécula como

$$\sigma_s = \frac{f}{F_0} = \frac{\alpha^2 128\pi^5}{3\lambda^4} \quad (2.6)$$

La sección eficaz representa, en unidades de área, la cantidad de energía incidente que es extraída de la original y queda distribuida isotrópicamente sobre el área de una esfera cuyo centro es la molécula dispersora y el radio de la misma s . Este parámetro nos permite estudiar la radiación tanto dispersada como absorbida (sección eficaz de absorción).

Reemplazando la ecuación (2.6) en (2.4) se obtiene [4, 11]:

$$I = \frac{I_0 \sigma_s P(\Theta)}{4\pi s^2} \quad (2.7)$$

El factor de eficiencia de dispersión Q_s , multiplicado por la sección geométrica de una partícula (πr^2 en la suposición de moléculas esféricas) recupera la sección eficaz de dispersión σ_s . Para la dispersión Rayleigh, se expresa:

$$Q_s = \frac{\sigma_s}{\pi r^2} \quad (2.8)$$

El espesor óptico de la atmósfera para una dispersión de Rayleigh es [4], [11]:

$$\tau_R = \sigma_s \int_0^\pi N(z) dz \quad (2.9)$$

donde $N(z)$ es el número de partículas por unidad de volumen.

2.1.3 Dispersión de Mie

Si el parámetro de tamaño se aproxima a uno o es mayor (siempre que no exceda un valor aproximado de 50), la solución a las ecuaciones de Maxwell para partículas esféricas recibe el nombre de Mie. En este intervalo de tamaños se encuentran los aerosoles atmosféricos. Para dar solución a las ecuaciones de Maxwell, se considera coordenadas esféricas y ajustar las

condiciones de contorno entre las interfaces de separación del medio de propagación de la onda inicial y el medio dispersor. En el desarrollo de la teoría de Mie, se consideran dos funciones de dispersión que, combinadas describen las componentes paralela y perpendicular del campo eléctrico resultante de la dispersión, estas tienen la siguiente forma [4, 11]:

$$\begin{aligned} S_1(\theta) &= \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} [a_n \pi_n(\cos \theta) + b_n \tau_n(\cos \theta)] \\ S_2(\theta) &= \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} [b_n \pi_n(\cos \theta) + a_n \tau_n(\cos \theta)] \end{aligned} \quad (2.10)$$

donde $\pi_n(\cos \theta)$ y $\tau_n(\cos \theta)$ son definidos a partir de los polinomios asociados de Legendre.

$$\begin{aligned} \pi_n(\cos \theta) &= \frac{1}{\sin \theta} P_n^1(\cos \theta) \\ \tau_n(\cos \theta) &= \frac{d}{d\theta} P_n^1(\cos \theta) \end{aligned} \quad (2.11)$$

y a_n y b_n son los denominados coeficientes de dispersión, obtenidos a partir de las soluciones de las ecuaciones de Maxwell. La sección eficaz de extinción, se define:

$$\sigma_{ext} = \left(\frac{4\pi}{k^2} \right) \text{Re}[S(0)] \quad (2.12)$$

donde $\text{Re}[S(0)]$ denota la parte real en la dirección de incidencia de cualesquiera de las dos funciones de dispersión, dado para ese ángulo, siempre que la partícula esférica sea isótropa, homogénea y posean la misma magnitud. La sección eficaz de dispersión se define como el cociente entre el flujo dispersado f y la densidad de flujo incidente F_0 , se define:

$$\sigma_s = \frac{f}{F_0} = \frac{\pi}{k^2} \int_0^\pi [i_1(\theta) + i_2(\theta)] \sin \theta d\theta \quad (2.13)$$

Se define la eficiencia de extinción para una esfera de radio r como:

$$Q_{ext} = \frac{\sigma_{ext}}{\pi r^2} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \text{Re}[a_n + b_n] \quad (2.14)$$

con x el parámetro de tamaño ya mencionado. La eficiencia de dispersión para una esfera de radio r , se define:

$$Q_s = \frac{\sigma_s}{\pi r^2} = \frac{1}{x^2} \int_0^\pi [i_1(\theta) + i_2(\theta)] \sin \theta d\theta \quad (2.15)$$

La sección eficaz de absorción y la eficiencia de absorción de una esfera se puede calcular de la siguiente forma:

$$\begin{aligned}\sigma_a &= \sigma_{ext} - \sigma_s \\ Q_a &= Q_{ext} - Q_s\end{aligned}\tag{2.16}$$

Los coeficientes de dispersión y absorción, se definen respectivamente para una distribución dada de partículas (en unidades de longitud) como:

$$\begin{aligned}\beta_{ext} &= \int_{r_1}^{r_2} \sigma_{ext} \frac{dn(r)}{dr} dr \\ \beta_s &= \int_{r_1}^{r_2} \sigma_s \frac{dn(r)}{dr} dr\end{aligned}\tag{2.17}$$

donde $dn(r)/dr$ es la distribución de partículas y la integral se extiende para el intervalo de partículas con radios comprendidas entre r_1 y r_2 . El espesor óptico de dispersión y absorción toman la siguiente forma [4, 11]:

$$\tau_{ext} = \int_{r_1}^{r_2} \pi r^2 Q_{ext} N(r) dr\tag{2.18}$$

donde r es el radio y $N(r)$ es su distribución de tamaño.

2.1.4 Absorción

La dispersión de la radiación solar de las partículas de la atmósfera es una función continua, según sea la longitud de onda, la absorción es un proceso discreto y selectivo. El vapor de agua, el dióxido de carbono, el ozono, el monóxido de dinitrógeno, el monóxido de carbono, el oxígeno, el metano y el nitrógeno, son las principales especies absorbentes en el espectro visible y en el infrarrojo. El ozono presenta absorción en la región visible, posee una banda prácticamente continua entre los 400 y los 800 nm, denominada banda de Chappuis, con un máximo alrededor de los 600 nm, al que corresponde una absorción próxima al 5%. El vapor de agua posee una serie de bandas estrechas y claramente definidas, especialmente importantes en la región infrarroja próxima. Estas observaciones son importantes y es necesario tenerlas en consideración durante la obtención de las medidas [4].

2.1.5 Ley de Lambert-Beer-Bouguer

La Ley de Lambert-Beer-Bouguer nos permite calcular la atenuación que experimenta un haz de radiación al atravesar un medio, debido a la interacción con las partículas que allí existen.

Si la intensidad de un haz de radiación incidente es I_λ y el medio posee un espesor ds la intensidad final será $I_\lambda + dI_\lambda$, donde

$$dI_\lambda = -k_\lambda \rho_\lambda I_\lambda ds \quad (2.19)$$

donde ρ es la densidad del material y k_λ indica la sección eficaz de extinción (en unidades de área por masa) para una longitud de onda λ . La disminución experimentada en la intensidad se debe, en general, tanto a la absorción como a la dispersión por parte de las partículas del medio.

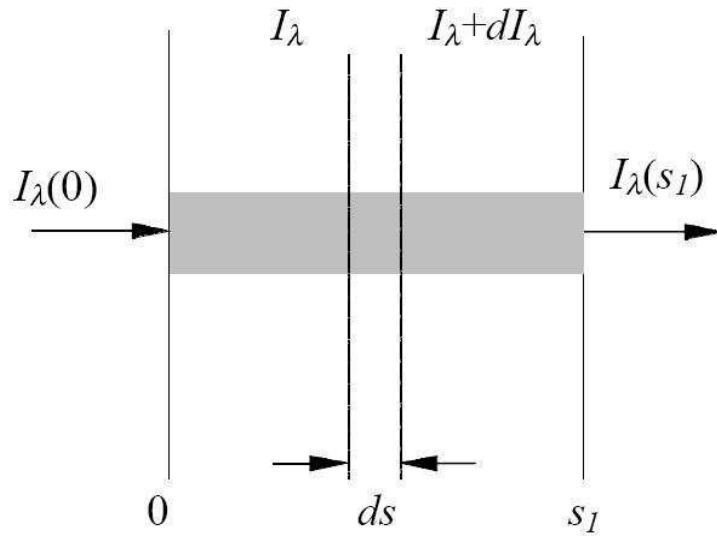


Figura 2.2 - Variación de la intensidad al atravesar un medio.

La intensidad puede verse reforzada debido a la emisión del propio material y/o a las dispersiones múltiples, dentro del medio, que finalmente lleven la dirección del haz. Si definimos j_λ como el coeficiente de la función fuente, con el mismo sentido físico que el coeficiente k_λ tendremos que el incremento experimentado por la intensidad será:

$$dI_\lambda = j_\lambda \rho ds \quad (2.20)$$

Introduciendo la función fuente como $I_\lambda = j_\lambda / k_\lambda$ se tiene finalmente que:

$$\frac{dI}{k_\lambda \rho ds} = -I_\lambda + J_\lambda \quad (2.21)$$

que constituye la ecuación general de transferencia radiativa. Si consideramos un proceso en el que la función fuente sea despreciable, es decir, no existe ni emisión, ni dispersión múltiple en el medio, llegamos, a partir de la ecuación anterior obtenemos la Ley de Lambert-Beer-Bouguer:

$$I_{\lambda}(s_1) = I_{\lambda}(0) \exp\left(-\int_0^{s_1} k_{\lambda} \rho ds\right) \quad (2.22)$$

donde el espesor óptico monocromático τ se define como:

$$\tau = \int_0^{s_1} k_{\lambda} \rho ds \quad (2.23)$$

El factor k_{λ} comprende, los procesos de absorción y de dispersión, y se puede expresar como:

$$k_{\lambda} = k_s(\lambda) + k_{abs}(\lambda) = k_R(\lambda) + k_M(\lambda) + \sum_i k_{abs}^i(\lambda) \quad (2.24)$$

donde $k_R(\lambda)$ denota la contribución por dispersión Rayleigh, $k_M(\lambda)$ la de dispersión Mie y $k_{abs}^i(\lambda)$ es el coeficiente de absorción para el compuesto i . Con esto la integral anterior queda de la forma,

$$\tau = \int_0^{s_1} k_R \rho_R ds + \int_0^{s_1} k_M \rho_M ds + \sum_i \int_0^{s_1} k_{abs}^i \rho_i ds \quad (2.25)$$

con k_j el correspondiente factor de dispersión o absorción y ρ_j la densidad del elemento dispersor o absorbente. Se define el espesor óptico de aerosoles como:

$$\tau = \int_0^{s_1} k_M \rho_M ds \quad (2.26)$$

Si el medio es homogéneo los k_j son independiente de la distancia s , pudiendo salir fuera de la integral. El término que involucra la integral resultante se denomina masa óptica del aire.

En problemas de transferencia radiativa es conveniente expresar las distancias según la vertical del lugar, i.e., normal al plano de estratificación. Si denotamos por z a esta distancia vertical se define la masa óptica relativa, m , como:

$$\left(\int_0^{s_1} \rho dz\right) m = \int_0^{s_1} \rho ds \quad (2.27)$$

La ley de Lambert-Beer-Bouguer puede escribirse [4, 11]:

$$I_{\lambda}(s_1) = I_{\lambda}(0) \exp\left(-\sum_i \tau_{\lambda}^i m_i\right) \quad (2.28)$$

donde el sumatorio de τ_{λ}^i constituye el espesor óptico normal al sitio de medida (dispersión más absorción de cada componente) y m_i la masa óptica relativa referida a cada una de las contribuciones.

2.1.6 Ecuación de Transferencia Radiativa (ETR)

En la actualidad se obtiene el espesor óptico de aerosoles, a partir de las medidas de radiómetros situados en tierra. Para las zonas que se encuentran rodeadas por el mar, es difícil

distribuir adecuadamente radiómetros terrestres, por tal motivo se necesita la ayuda de satélites artificiales, para obtener este parámetro en la zona de observación del radiómetro situado a bordo del vehículo espacial. Considérese una atmósfera iluminada mediante un flujo de radiación πF_0 emitido desde el Sol a una determinada longitud de onda del espectro visible, λ (la cual omitiremos para simplificar los cálculos). Supongamos una capa de atmósfera diferencial, de espesor dz , y una intensidad difusa (I) procedente de una capa inferior. La reducción en la intensidad difusa diferencial debida a los sucesos de dispersión simple y absorción por parte de las partículas podrá expresarse, de forma análoga a la ecuación (2.19), como [4]:

$$dI(z, \Omega) = -\bar{\sigma}_{ext} NI(z, \Omega) dz / \cos \theta \quad (2.29)$$

donde $\bar{\sigma}_{ext}$ es la sección eficaz de extinción promedio de todas las partículas, siendo N el número total de partículas por volumen y Ω el elemento de ángulo sólido que representa el haz de radiación. La intensidad difusa diferencial puede verse incrementada en la dirección Ω debido a la dispersión múltiple de un haz de radiación de ángulo $d\Omega'$ en la dirección definida por Ω' . Esto se puede expresar según:

$$dI(z, \Omega) = \bar{\sigma}_s N dz / \cos \theta \int_{4\pi} I(z, \Omega') \frac{P(\Omega, \Omega')}{4\pi} d\Omega' \quad (2.30)$$

Donde $\bar{\sigma}_s$ indica la sección eficaz de dispersión y $P(\Omega, \Omega')$ es la función de fase para las partículas en las que la radiación incidente lleve la dirección de Ω' a Ω .

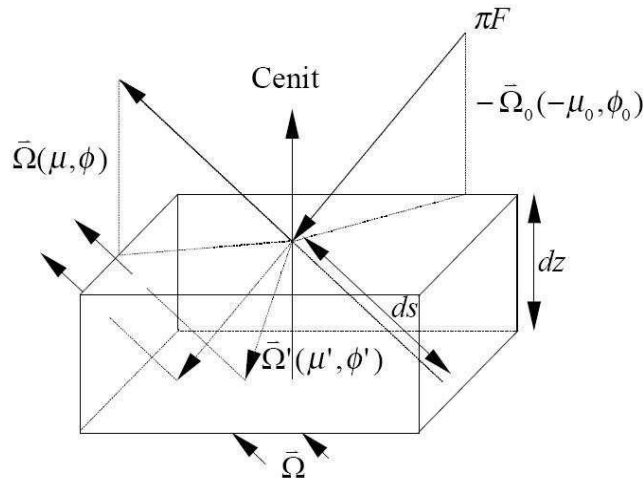


Figura 2.3- Transferencia de radiación solar.

Esta diferencial de la intensidad difusa en la dirección Ω puede verse incrementada debido a la dispersión simple de la radiación solar directa, representada según la dirección $-\Omega_0$, donde

el signo menos indica que la dirección es hacia abajo. Si el flujo de radiación solar directa a la altura z es $F(z)$, se tiene para esta contribución que

$$dI(z, \Omega) = \frac{\bar{\sigma}_s N dz}{\cos \theta} F(z) \frac{P(\Omega, -\Omega_0)}{4\pi} \quad (2.31)$$

A partir de la Ley de Lambert-Beer-Bouguer se puede calcular el flujo de radiación solar directa a la altura z si tenemos un flujo solar extraterrestre de πF_0 , de tal forma que:

$$F(z) = \pi F_0 \exp \left(-\frac{1}{\cos \theta_0} \int_z^\infty \bar{\sigma}_s(z') N(z') dz' \right) \quad (2.32)$$

Introduciendo el albedo de dispersión simple visto en la ec. (2.19), el espesor óptico según la ec. (2.23) y reagrupando las ecuaciones. (2.29), (2.30), (2.31) y (2.32) se llega a la expresión básica de dispersión de radiación solar en la atmósfera (Liou, 1980) [4]:

$$\mu \frac{dI(\tau, \Omega)}{d\tau} = I(\tau, \Omega) - \frac{\omega}{4\pi} \int I(\tau, \Omega') P(\Omega, \Omega') d\Omega' - \frac{\omega}{4\pi} \pi F_0 P(\Omega, -\Omega_0) e^{\frac{-\tau}{\mu_0}} \quad (2.33)$$

donde $\mu = \cos \theta$, $\mu_0 = \cos \theta_0$, $d\Omega = d\mu d\phi$, $\Omega = (\mu, \phi)$ y ϕ representa el ángulo acimutal. Comparando esta expresión con la ec. (2.21) es claro que la función fuente en el espectro solar está formada por la dispersión múltiple más la dispersión simple, es decir:

$$J(\tau; \mu, \phi) = \frac{\omega}{4\pi} \iint I(\tau; \mu', \phi') P(\mu, \phi; \mu', \phi') d\mu' d\phi' + \frac{\omega}{4\pi} \pi F_0 P(\mu, \phi; \mu_0, \phi_0) e^{\frac{-\tau}{\mu_0}} \quad (2.34)$$

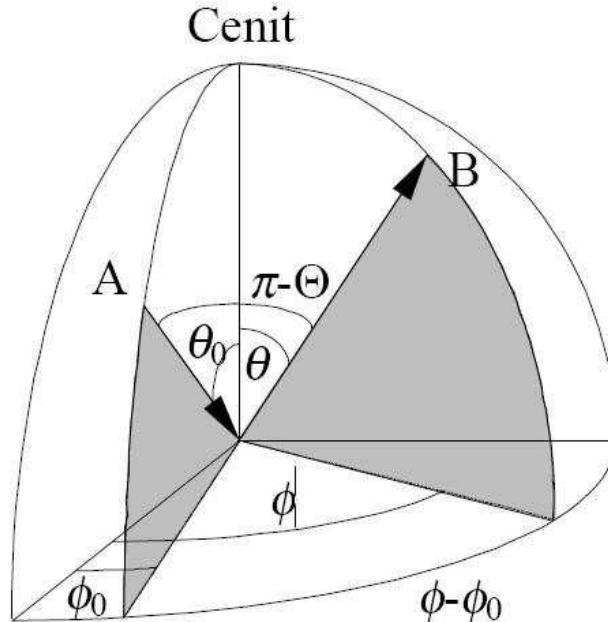


Figura 2.4 - Relación de ángulos de dispersión (Θ), cenital del Sol (θ_0), cenital del satélite (θ), acimutal solar (ϕ_0) y acimutal del satélite (ϕ). “A” representa la posición del Sol, mientras que “B” la del observador.

A partir de la ecuación (2.33) calculamos la radiación que recibiría un satélite artificial. La radiación que llega al satélite proviene de muchas fuentes, es condición necesaria conocer la magnitud de todas estas contribuciones para determinar aquella que proviene de las partículas atmosféricas. Para ello, el primer requisito que se establece es que la superficie terrestre que está observando el satélite tenga una reflectividad muy baja, de forma que la posible radiación solar reflejada que llegue al satélite sea mínima. El albedo del mar ha sido estimado del orden de 0,2%, el albedo de la tierra puede ser del 12% e incluso superior, las nubes presentan los mayores albedos, alcanzando valores que pueden superar el 30% [4].

2.1.6.1 Solución propuesta a la ETR

Partiendo de la ecuación (2.33) y considerando que es posible separar los sucesos de dispersión simple de aquellos de dispersión múltiple, se propone la siguiente expresión como solución de la ecuación de transferencia radiativa:

$$I_{SD}(0; \mu, \phi) = I_W(\mu, \phi) e^{-\tau \left(\frac{1}{\mu} \right)} + I_{SM}(0; \mu, \phi) + \frac{\omega \mu_0 F_0}{4(\mu + \mu_0)} P(\Theta) \left[1 - e^{-\tau \left(\frac{1}{\mu} + \frac{1}{\mu_0} \right)} \right] \quad (2.35)$$

donde $I_{SD}(0; \mu, \phi)$ representa la intensidad medida por el satélite debido a la dispersión de la radiación en la atmósfera, producida tanto por las moléculas $I_W(\mu, \phi)$ es la intensidad procedente del mar, $I_{SM}(0; \mu, \phi)$ la intensidad debida a los diferentes eventos de dispersión múltiple y $P(\Theta)$ es la función de fase para un ángulo de dispersión Θ , donde

$$\cos \Theta = \cos \theta \cos \theta_0 + \sin \theta \sin \theta_0 \cos(\phi - \phi_0) \quad (2.36)$$

tal y como puede deducirse a partir de la geometría del problema, mostrada en la figura 2.4.

2.2 Aerosoles

2.2.1 Introducción

El aerosol es un sistema de partículas sólidas o líquidas que se encuentran suspendidas en la atmosfera, presentan diferentes propiedades físicas, químicas, diferentes tamaños, (su tamaño se extiende hasta aproximadamente 100 μm), y formas. Su importancia se debe a la relación que tiene con el balance radiativo de la Tierra. Pueden absorber y dispersar la radiación solar, causando una alteración directa entre la radiación que llega a la Tierra y la que se refleja de

ésta. Los aerosoles pueden modificar las propiedades de las nubes, principales fuentes del albedo planetario, y tienen gran capacidad de interactuar con otros componentes de la atmósfera. La distribución del tamaño de los aerosoles se divide en tres rangos. Las partículas del modo grueso, (los que tienen un radio mayor a $1.0 \mu\text{m}$), son pocas pero pueden presentar mayor masa o volumen, las del modo muy fino, (radio menor a $0.1 \mu\text{m}$), se presentan en mayor número, pero poseen pequeño volumen. Los aerosoles del modo fino, (su radio esta en un rango de 0.1 y $1.0 \mu\text{m}$), tienen más tiempo de permanencia en la atmósfera (días a semanas), son los que tienen mayor área superficial y los que producen más daño en la salud ya que pueden ingresar a los pulmones. En la figura 2.5 se observa la clasificación de los aerosoles por su tamaño y forma, y la distribución de acuerdo al número, área y volumen.

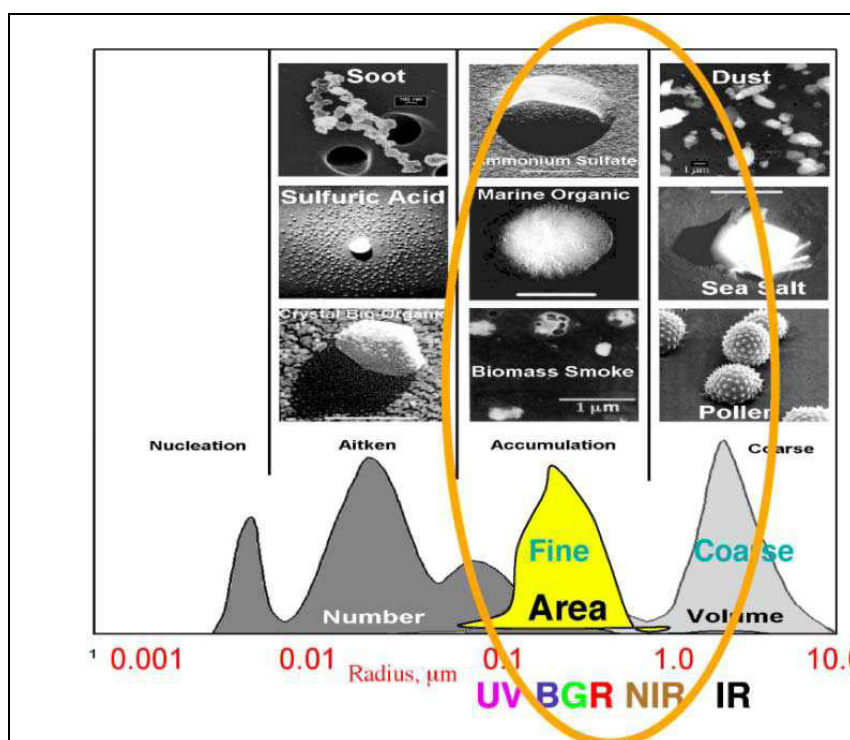


Figura 2.5 - Clasificación de los aerosoles por su tamaño y forma. Los aerosoles que se encuentran dentro del óvalo naranja, son los que interactúan con la radiación solar en las longitudes de onda indicadas. Se observa la distribución de acuerdo al número, área y volumen, notándose que la distribución por área predomina en longitudes de onda corta [6].

Los aerosoles poseen importantes repercusiones sobre la salud, debido al tamaño que poseen, pueden ingresar a las vías respiratorias, quedando adheridos en los alvéolos y bronquiólos pulmonares, causando problemas respiratorios.

2.2.2 Fuentes de aerosoles atmosféricos

Los aerosoles se pueden originar principalmente mediante dos procesos. Una de las fuentes es la desintegración y dispersión de material sólido, debido a la erosión del material de la corteza terrestre, la desintegración y dispersión de biomasa o la producción y dispersión de sal marina en pequeñas gotas. El segundo proceso consiste en la modificación de las sustancias en suspensión en la atmósfera, de tal forma que aparezcan nuevas partículas a partir de las anteriores. Tales procesos son conversiones de gas a partícula (o, abreviadamente “gtp”) cuyo origen se debe a especies gaseosas condensables y a la evaporación de las gotitas de las nubes y otros elementos, que dejan tras de sí a nuevas partículas de aerosol [4]. La tabla 2.1 muestra las principales fuentes que constituyen los aerosoles en la atmósfera.

Tabla 2.1 Tipo de partículas producidas según el origen de las fuentes de aerosoles [4].

Fuente de aerosoles	Tipo de partícula generada
Extraterrestres	Polvo meteórico
Marina	Sal de mar Biológico (Sulfuro de di-metil) Compuestos orgánicos secundarios
Mineral	Polvo mineral del desierto Polvo mineral no desértico
Conversión gas a partícula (gtp)	Sulfatos Nitratos Orgánicos secundarios
Volcánica	Ceniza volcánica Sulfuros
Biológica	Partículas orgánicas de la quema de vegetación Orgánicos primarios
Antrópica	Sulfuros Nitratos Orgánicos primarios Orgánicos secundarios Ceniza Polvo mineral

2.2.2.1 Fuente extraterrestre

El polvo interplanetario que llega a la atmósfera terrestre contiene entre otros los siguientes elementos: Fe, Si, Mg, S, Ar, Ca, Ni, Al, Na, Cr, Mn, Cl, K, Ti y Co, formando luego parte de los aerosoles. Estas partículas son mucho más abundantes en las regiones próximas a los polos, se observa que su aportación al total de aerosoles existentes es muy pequeña, casi el 1%. Pero su importancia se aprecia en que, con bastante frecuencia, el polvo extraterrestre golpea contra aquellas partículas situadas en la alta atmósfera, llegando a formar parte de la constitución de los aerosoles estratosféricos.

2.2.2.2 Fuente marina

La fuente marina constituye el origen de la mayor cantidad de aerosoles encontrados en la atmósfera, la principal son las partículas de sal, la segunda fuente son los sulfuros de dimetilo, como el CH_3 y el SCH_3 , y por último los compuestos orgánicos secundarios. Las primeras, la aportación más cuantiosa, se producen tras la ruptura de las pequeñas burbujas que forman el rocío del agua de mar y su posterior evaporación en la atmósfera. Continuamente, en las crestas de las olas, con el impacto de las gotas de lluvia sobre el mar y cuando el mar bate contra las costas se está produciendo dicho rocío marino. Éste es elevado en el aire mediante turbulencias y tras el proceso antes indicado pasan a generar el aerosol más numeroso. Obviamente, dado su origen, es en la troposfera y principalmente en los primeros dos kilómetros de altitud donde se sitúa este tipo de aerosol.

2.2.2.3 Fuente mineral

Las fuentes minerales están constituidas principalmente por los desiertos y aquellas zonas continentales en las que los agentes meteorológicos son capaces de degradar y dispersar el material que las forma. Es sin duda, el polvo mineral del desierto la principal aportación a la atmósfera, y los desiertos, la fuente más importante. El desierto del Sahara es una de las fuentes de aerosol más grandes de la superficie terrestre, debido a los fuertes vientos, las partículas son elevadas y arrastradas recorriendo grandes distancias, llegando a cruzar todo el Atlántico Norte Subtropical y llegar a las costas de América, éstas partículas gigantes aportan nutrientes al océano, tales como K^+ , NO_3^- , NH_4^+ y PO_4^{3-} .

2.2.2.4 Conversión de gas a partícula (gtp)

Es la segunda gran fuente de aerosoles en la atmósfera y tiene su origen en reacciones químicas entre diferentes sustancias. La mayor parte de estas sustancias provienen de fuentes naturales, tales como la flora marina y las erupciones volcánicas. Sus principales precursores son los sulfatos como el dióxido de azufre SO_2 , sulfuro de hidrógeno H_2S , disulfuro de carbono CS_2 , sulfuro de dimetilo CH_3SCH_3 , y los derivados del nitrógeno como el óxido nitroso N_2O , el dióxido de nitrógeno NO_2 , óxido nítrico NO , trióxido de nitrógeno NO_3 , y los compuestos orgánicos primarios, que son aquellos que son emitidos directamente a la atmósfera. Los volcanes son fuentes impredecibles, en determinadas erupciones, expulsan tanta cantidad de sustancia que modifica considerablemente el medio, los aerosoles de origen volcánico suelen estar formados por partículas de polvo y cenizas de diferentes compuestos como: SiO_2 , Al_2O_3 , o Fe_2O_3 , así como gases tan reactivos como H_2S , SO_2 , HCl , etc., los cuales posteriormente, mediante procesos de conversión de gas a partícula generan nuevos aerosoles. La creación de pequeñas gotas de ácido sulfúrico H_2SO_4 a partir de las partículas de SO_2 , también se produce de las erupciones volcánicas, son importantes porque forman los núcleos de condensación de nubes, (NCN), permitiendo que las nubes se condensen, estas partículas se encuentran en mayor número sobre los océanos, debido a la sal marina. Para actuar como NCN, las partículas deben ser lo suficientemente higroscópicas, deben contener suficiente cantidad de material soluble en agua, tienen la capacidad de atraer y absorber el vapor de agua. El vapor de agua se agrega al aerosol, creciendo hasta que se activen, esto muestra que el cambio de tamaño del aerosol no es una función lineal de la humedad relativa. Estos aerosoles se encuentran en suspensión en la atmósfera entre cuatro y catorce días.

2.2.2.5 Fuente biológica

Esta fuente se deriva de la quema de zonas de los bosques con origen natural, los principales compuestos orgánicos generados por esta fuente son las parafinas de cadena directa (n-alcanos) y ácidos grasos de cadena directa (ácidos carboxílicos), también las cenizas y otros productos derivados de la quema de la masa forestal.

2.2.2.6 Fuente antrópica

El hombre causa en forma directa e indirecta casi todos los tipos de aerosoles mencionados, de sus industrias y de la combustión de los derivados del petróleo generan compuestos orgánicos primarios y secundarios, como sulfuros y nitratos. Éstos se transforman en NCN, mediante conversión gtp, aumentando el número de partículas sobre las que se puede depositar el agua precipitable, esto puede llegar a producir una disminución e incluso la ausencia de precipitaciones.

2.2.3 Características de los aerosoles

2.2.3.1 Propiedades ópticas del aerosol

Según la teoría de Mie (más correctamente teoría de Lorenz-Mie-Debye, 1908, Chandrasekhar, 1950), indica que las partículas afectan mucho más al campo de radiación, cuando su tamaño es similar a la longitud de onda de la radiación. Los aerosoles de modo fino (0.1 a 1.0 μm) tienen el mismo tamaño de las longitudes de onda de la radiación solar, dentro de la atmósfera, y también son los que tienen mayor contribución a nivel de superficie.

La radiación incidente puede ser absorbida, reflejada o transmitida, dependiendo de la composición química (del índice complejo de refracción) y de la orientación (si no es esférico), de las partículas [2, 4, 11].

2.2.3.2 Distribución del tamaño del aerosol

Para partículas esféricas, el número de distribución está dado como una función del tamaño del radio $N(r)$, del volumen V y de la distribución del área A [2, 4]:

$$\frac{dN}{d \ln r} = \frac{3}{4\pi r^3} \frac{dV}{d \ln r} = \frac{1}{\pi r^2} \frac{dA}{d \ln r} \quad (2.37)$$

V_0 , N_0 y A_0 son amplitudes de las correspondientes distribuciones

$$\begin{aligned} V_0 &= \int_0^\infty \frac{dV}{d \ln r} d \ln r \\ N_0 &= \int_0^\infty \frac{dN}{d \ln r} d \ln r \\ A_0 &= \int_0^\infty \frac{dA}{d \ln r} d \ln r \end{aligned} \quad (2.38)$$

Para un análisis en situ, se considera el diámetro de la partícula, en teledetección se define en función del radio, para un modo lognormal, se considera el radio medio de la distribución (r_g), que está relacionado con el radio medio del volumen o masa (r_v), y la desviación estándar del radio (σ), de la forma:

$$r_g = r_v \exp(-3\sigma^2) \quad (2.39)$$

La distribución lognormal volumétrica del tamaño de la partícula es:

$$\frac{dN}{d \ln r} = \frac{N_0}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{\ln(r/r_g)^2}{2\sigma^2}\right) \quad (2.40)$$

$$N_0 = V_0 \frac{3}{4\pi r_g^3} \exp\left(-\frac{9}{2}\sigma^2\right)$$

2.2.3.3 Función de fase

La función de fase indica la probabilidad que tiene la radiación de dispersarse o redispersarse un ángulo Θ (ángulo de dispersión, es el ángulo entre la dirección de incidencia y la dirección de dispersión) al interactuar con una partícula. La función de fase es adimensional y está normalizada a 4π , se cumple que:

$$\int_0^{2\pi} \int_0^\pi \frac{P(\cos \Theta)}{4\pi} \sin \Theta d\Theta d\phi = 1 \quad (2.41)$$

Este parámetro está en función del tamaño de la partícula y de la longitud de onda de la radiación que incide sobre ella, tomando diferentes valores. Para partículas cuyo radio es mucho menor que la longitud de onda incidente, la función de fase toma el mismo valor para cualquier ángulo. Sin embargo, a medida que el radio de la partícula se aproxima al de la longitud de onda incidente o la supera, la probabilidad de dispersión de la radiación en la dirección del haz incidente aumenta notablemente, mientras que la retrodispersión ($90^\circ < \Theta < 270^\circ$) disminuye [2]. El ángulo de dispersión está dado por:

$$\cos(\Theta) = \cos(\theta_0) \cos(\theta) + \sin(\theta_0) \sin(\theta) \cos(\varphi_r) \quad (2.42)$$

donde θ_0 y θ son los ángulos cenitales del sol y del sensor respectivamente, y φ_r es el ángulo acimutal relativo, ($\varphi_r = \varphi_0 - \varphi - 180^\circ$).

2.2.3.4 Espesor óptico del aerosol

El espesor óptico de aerosoles τ_A , es una magnitud adimensional que indica el poder que poseen las partículas de aerosol para atenuar la radiación a una cierta longitud de onda. Esta magnitud depende de la distribución de las partículas, de la capacidad de atenuación de cada partícula y de la longitud de onda a la que se trabaje.

Se expresa como:

$$\tau_A(\lambda) = \int_0^{\infty} \beta_{ext}(\lambda, z) dz \quad (2.43)$$

donde β_{ext} es el coeficiente de extinción, en unidades de cm^{-1} , está en función de la longitud de onda y de la altura z . El coeficiente se expresa como:

$$\beta_{ext}(\lambda, z) = \int_{r_1}^{r_2} \sigma_{ext}(r, \lambda) \frac{dn(r)}{dr} dr \quad (2.44)$$

siendo σ_{ext} la sección eficaz de extinción, en unidades de cm^2 , para cada partícula individual.

2.2.3.5 Coeficiente de Angström

El coeficiente de Angstrom es un parámetro adimensional, que se utiliza para caracterizar la dependencia espectral del coeficiente de extinción, de las partículas de aerosol de la atmósfera. A mayor valor, mayor será la dependencia espectral de las partículas [2]. Este describe la relación entre el coeficiente de extinción y la sección eficaz de extinción de la siguiente forma [5]:

$$\sigma = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (2.45)$$

El coeficiente de Angström se puede expresar en función a la sección eficaz de extinción y en función al espesor óptico respectivamente, de la siguiente forma [5, 11]:

$$\alpha_{\sigma} = \frac{\log[\sigma_{ext}(\lambda_2)] - \log[\sigma_{ext}(\lambda_1)]}{\log(\lambda_1) - \log(\lambda_2)} \quad (2.46)$$

$$\alpha_{\tau} = \frac{\log[\tau_1(\lambda_1)] - \log[\tau_2(\lambda_2)]}{\log(\lambda_1) - \log(\lambda_2)} \quad (2.47)$$

El albedo es un parámetro adimensional que permite caracterizar la absorción de radiación solar. Se define el albedo de dispersión simple para una distribución de partículas como:

$$\omega = \frac{\beta_s}{\beta_{ext}} \quad (2.48)$$

2.2.4 Relación entre el Espesor óptico y el Coeficiente de Angström

La relación entre el espesor óptico del aerosol y el coeficiente de Angström, nos brinda información acerca del tipo de aerosol existente en la atmósfera. La tabla 2.2 muestra los valores del espesor óptico para 550 nm, y el coeficiente de Angström para un rango de 380-870 nm [3, 5, 8, 9]. La figura 2.6 muestra en forma esquemática los rangos a que pertenecen los diversos tipos de aerosoles mencionados en la tabla 2.2, formando determinadas zonas [9]. Se observa que hay superposición entre las zonas, debido a que los límites de cada zona son un poco difusos, esto se debe a la influencia de otros factores como la ubicación geográfica, la estación del año, clima.

Tabla 2.2 Valores del espesor óptico del aerosol y del coeficiente de Angström, para cada tipo de aerosol [3, 5, 8, 9].

	Tipo de aerosol	τ_{550}	α (380-870 nm)
1	Continental limpio	0.05 – 0.15	0.8 – 1.5
2	Continental promedio	0.1 – 0.3	1 – 1.7
3	Continental contaminado	0.08 – 0.3	1.5 – 2.5
4	Urbanos – Industriales	> 0.25	> 1.2
5	Desértico	> 0.2	< 0.8
6	Oceánico	< 0.15	< 0.3
7	Quema de Biomasa	> 0.2	1,5 – 2.6
8	Antártico	< 0.1	< 0.8

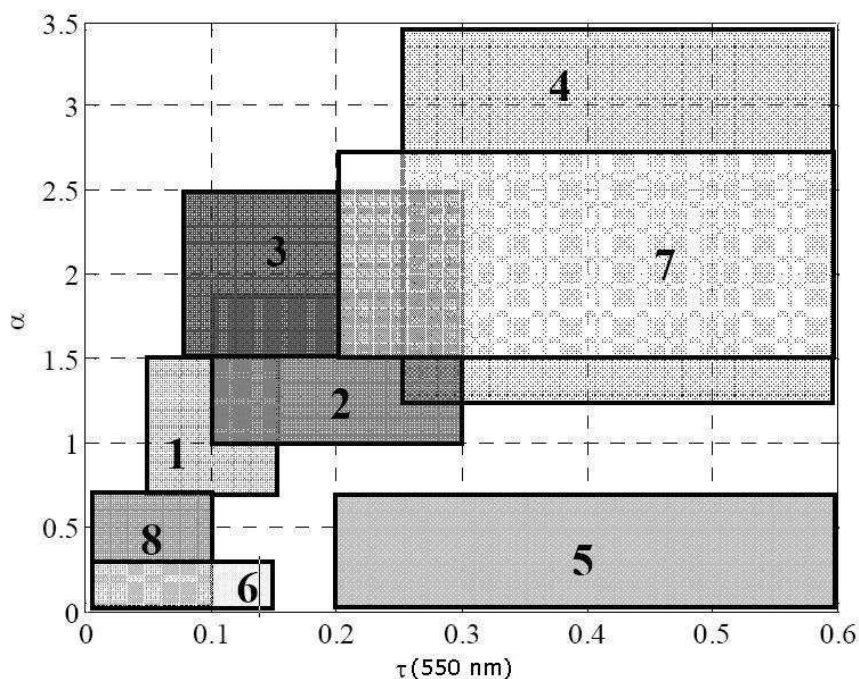


Figura 2.6 - Clasificación de los aerosoles según la relación entre el espesor óptico y el coeficiente de Angström [9].

2.3 Teledetección

2.3.1 Introducción

La teledetección encierra, en forma general, todas las técnicas que se han desarrollado para adquirir datos y analizarlos, de un objeto a distancia, sin existir contacto material entre el objeto y el observador. Actualmente el concepto de teledetección se refiere a la medición de la radiación electromagnética, que procede del sistema tierra-atmósfera, los satélites artificiales registran las características de éste sistema mediante radiómetros que detectan la radiación en diferentes longitudes de onda del espectro. Esta información es almacenada, luego la emite a una estación en la superficie, donde se almacena, se procesa y se interpreta [10].

2.3.2 Satélites artificiales

Los satélites artificiales son las plataformas de observación desde donde se va a realizar la medida de radiación electromagnética procedente del sistema en estudio. En la actualidad

existe una gran cantidad de satélites que viajan alrededor de la Tierra, cada uno con su propia instrumentación, acorde con los objetivos para los que han sido desarrollados.

2.3.2.1 TERRA y AQUA

Los satélites AQUA y TERRA, pertenecen al Sistema de observación de la Tierra (EOS). El satélite TERRA fue lanzado el 18 de diciembre de 1999, y el satélite AQUA fue lanzado el 4 de mayo del 2002. Ambos satélites se encuentran en sincronización con el sol, realizando una órbita polar, casi circular, a 705 km sobre la superficie terrestre, con una velocidad de exploración de 20,3 rpm. Repiten esta órbita cada 16 días. TERRA desciende sobre el Ecuador (se dirige hacia el sur), alrededor de las 10:30 hora local, y AQUA asciende sobre el Ecuador (se dirige hacia el norte), alrededor de las 13:00 hora local. Los dos satélites cubren totalmente la superficie terrestre en aproximadamente dos días. Las medidas obtenidas por los satélites TERRA y AQUA son transmitidas periódicamente para las estaciones que se encuentran en la superficie. Los datos transmitidos son separados por los sensores (MODIS, ASTER, CERES MISR, MOPITT) y enviados a la NASA Goddard Space Flight Center para el procesamiento.

2.3.2.2 SeaStar

SeaStar es un satélite que fue lanzado el 1 de agosto de 1997, su órbita es heliosíncrona, a 705 km de altitud, cruza el Ecuador aproximadamente al medio día. Proporciona datos oceanográficos.

2.3.2.3 ENVISAT

ENVISAT es un satélite que pertenece al proyecto de la Agencia Espacial Europea (ESA), se lanzó en junio del 2001, tiene una órbita polar heliosíncrona, A 800 km de altitud, observa en totalidad a la Tierra en menos de tres días, proporciona datos de la atmósfera, los océanos, la tierra y el hielo durante un periodo de cinco años, representa la continuidad de las observaciones de los satélites ERS-1 y ERS-2, esto permite el seguimiento de la evaluación de los cambios medioambientales y climáticos, además permite el desarrollo de operativos y aplicaciones comerciales.

2.3.3 Imágenes

2.3.3.1 Características

Los sensores son instrumentos que detectan la señal electromagnética (radiación reflejada o emitida) que les llega desde la Tierra, la convierte en un formato analógico (fotografía) o digital (imagen). Estos instrumentos poseen características comunes, como son la resolución espacial, la resolución espectral, la resolución radiométrica y la resolución temporal [10].

2.3.3.1.1 Resolución espacial

La resolución espacial de un sensor está dada por el campo de visión instantánea (IFOV), que está definido como la sección angular, medida en radianes, observada en un momento dado. Se suele utilizar la distancia sobre el terreno correspondiente a este ángulo. Esta distancia es el tamaño de la mínima unidad de la imagen de la que tenemos información, ese es el tamaño del pixel. De la figura se observa las formas de ser medida la resolución espacial, como el ángulo que se subtende desde el satélite hasta el suelo, o como la distancia equivalente en la superficie (XX').

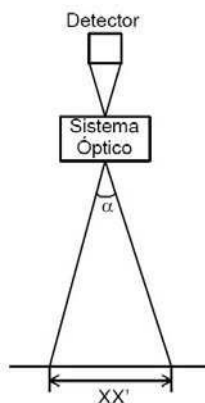


Figura 2.7- Campo de visión instantáneo.

2.3.3.1.2 Resolución espectral

La resolución espectral de un sensor, expresa la capacidad que tiene para separar señales de longitudes de onda diferentes y depende del dispositivo de filtro óptico que separa la radiación incidente en bandas espectrales más o menos amplias. La resolución espectral indica

el número y anchura de las bandas espectrales que puede discriminar el sensor a bordo del satélite. Mientras mayor sea el número de bandas y menor sea su ancho, tendrá mejor resolución.

2.3.3.1.3 Resolución radiométrica

La resolución radiométrica o sensibilidad radiométrica expresa en una banda espectral las diferentes señales electromagnéticas con energías diferentes. En general, a mayor número de niveles, mayor es el detalle en la información. Lógicamente, satélites con mayor resolución radiométrica son preferibles frente a los de menor, ya que permitirán una mejor interpretación de la imagen.

2.3.3.1.4 Resolución temporal

Este término se refiere a la periodicidad con la que el sensor adquiere imágenes de la misma porción de la cobertura terrestre. Este ciclo de cobertura viene en función de las características orbitales de la plataforma como pueden ser su altitud, velocidad e inclinación, así como del sensor, principalmente del ángulo de observación y de apertura. Las cuatro resoluciones antes indicadas, aunque indican aspectos muy distintos, están íntimamente relacionadas entre sí. Así, por ejemplo, a mayor resolución espacial, disminuye generalmente la temporal, y es habitual que se reduzca también la espectral y la radiométrica. Por tanto, a la hora de diseñar un sensor remoto es necesario tener en cuenta cual es la resolución más importante de acorde al problema que se quiere investigar. Si se desean estudiar fenómenos con muy corto tiempo de vida, será necesario aumentar su cobertura temporal, aún a costa de perder otras resoluciones. Por el contrario, si la investigación se centra, por ejemplo, en el tipo de cubierta, será necesario realzar las resoluciones espectral y espacial a expensas de la temporal.

2.3.3.2 MODIS

El sensor MODIS es un espectrómetro de imagen de resolución moderada, se encuentra en los satélites Aqua y Terra. El producto fundamental del sensor MODIS es el espesor óptico del aerosol (EOA), y la fracción de contribución del tamaño fino del aerosol al total del EOA, en particular a una longitud de onda de 550 nm. MODIS posee 36 bandas, tomando medidas en

la región del espectro térmico infrarrojo, desde 410 hasta 14235 nm. Su resolución espacial es de 250 m para las bandas 1-2, de 500 m para las bandas 3-7 y de 1000 m para las bandas 8-36. La recuperación de las propiedades del aerosol se realiza en siete longitudes de onda, para MODIS los canales 1, 2, 3, 4, 5, 6 y 7 se refiere a las longitudes de onda de 660, 860, 470, 550, 1240, 1640 y 2120nm, respectivamente. Los productos que opera MODIS son generados en tres niveles (Nivel 1 – L1, Nivel 2 – L2 y Nivel 3 – L3). El nivel 1, posee información de radiancias calibradas y georreferenciadas de las 36 bandas espectrales, en tres grupos separados conforme a la resolución del sensor (250m, 500m y 1000m). Del nivel 2 (L2), se generan diversos productos como la máscara de nubes, perfil atmosférico, aerosoles sobre tierra y sobre el océano, precipitación y propiedades de las nubes. Del nivel 2, se generan los productos del nivel 3 para toda la Tierra, los cuales son medias estadísticas (espacialmente de $1 \times 1^\circ$, para tiempos de un día, ocho días o mensuales).

2.3.3.2.1 Algoritmo operacional de MODIS para la obtención del espesor óptico con resolución de 10x10 km

MODIS posee dos algoritmos independientes para obtener el espesor óptico con resolución espacial de 10x10 km, para obtener el espesor óptico sobre los océanos y sobre los continentes. Para obtener el espesor óptico sobre los continentes, MODIS utiliza los canales espectrales de 650, 470 y 110nm, el último se utiliza para determinar la reflectancia de la superficie. Las medidas de reflectancia obtenidas por MODIS son comparadas con valores previamente tabulados y luego son simulados para una gran variedad de tipo de aerosoles y reflectancia de la superficie. La reflectancia de la superficie no visible es obtenida a partir de las medidas de MODIS en la longitud de onda 2110nm. Esto porque en las longitudes de onda mayores, la interacción, vía dispersión y absorción, de la radiación con las partículas, es despreciable. El algoritmo oficial de MODIS se basa en cuatro modelos de aerosol, polvo del desierto, aerosol de la quema de la biomasa, urbano-industrial y aerosol continental. Para la determinación de un modelo dentro de los cuatro tipos, el algoritmo verifica la dependencia espectral entre el azul y el rojo, para una región de la Tierra y una determinada época del año. En una primera etapa, los espesores ópticos son calculados utilizando el modelo continental ($\tau_a < 0.15$). Para $\tau_a < 0.15$, la dependencia espectral determina si el aerosol es de polvo del desierto o no, la época del año y la región definen si ese modelo debe ser urbano-industrial o de quema de biomasa. A partir de estas decisiones, el espesor óptico son recalculados. El

algoritmo de aerosol utilizado actualmente se aplica para condiciones totalmente libres de nubes y para reflectancias de superficies ($\rho_{\text{sup}}(2110\text{nm})$) menores de 0,25 en el nadir. Después de seleccionar pixels sin nubes, en un área de 10x10 km (~100 pixels), son descartados 20% de los pixels mas oscuros y 50% de los pixels mas claros, para evitar estadísticamente cualquier contaminación por nubes y sombras. Un mínimo de doce pixels es requerido para obtener una medida de las reflectancias y obtener el espesor óptico τ_a , en una respectiva área de 10x10 km [2].

2.3.3.3 SeaWiFS

SeaWiFS es un sensor de amplio campo visual que observa el océano, se encuentra a bordo del satélite SeaStar, su objetivo es proporcionar datos cuantitativos sobre las propiedades de los océanos, como el cambio de color del océano, que indica cambio en el fitoplancton, esta información es muy importante en la comunidad oceanográfica, porque la naturaleza dinámica de los océanos cumple un rol importante en el cambio global.

2.3.3.4 MISR

Es un espectrorradiómetro multiángulo de formación de imágenes, se encuentra a bordo del satélite Terra. El Misr mide la cantidad de luz solar dispersada en diferentes direcciones, esto ayuda a cuantificar la cantidad de energía solar que calienta la superficie terrestre y atmosférica, y los cambios climáticos que producen.

2.3.3.5 MERIS

Es un espectrómetro de amplio campo óptico, se encuentra a bordo del satélite ENVISAT, posee 15 bandas espectrales programables en el visible e infrarrojo cercano. Observa el color de los océanos y suministra las características biofísicas y la composición química del agua en las regiones costeras: evalúa las concentraciones del fitoplancton, detecta la polución marina, administración de las aguas costeras, gestión pesquera, también mide ciertos parámetros de las superficies continentales relativos al estado de la cubierta vegetal (cartografía de la vegetación, gestión forestal).

III. ADQUISICION Y PROCESAMIENTO DE LOS DATOS IMÁGENES

3.1 ¿Qué es GIOVANNI?

Un factor limitador en la explotación del enorme volumen de datos multisensores de la Ciencia de la Tierra disponible es el tiempo que toma para descargar los datos y entender los formatos, la estructura de los datos, la calidad de la información, y los algoritmos empleados. Si una investigación es de merito puede requerir una inversión directa y el costo de esta inversión crece sustancialmente cuando son requeridos los datos de múltiples sensores. El Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC) de la National Aeronautics and Space Administration (NASA) ha desarrollado el Goddard Online Interactive Visualization AND aNalysis Infrastructure (Giovanni) para disminuir esos costos directos. Giovanni es una herramienta que explora fácilmente los datos multisensor de la Ciencia de la Tierra usando solo el navegador Web. [1,12].

Desde el punto de vista de los investigadores, Giovanni esta compuesto de un numero de interfaces, cada uno vigilante para encontrar las necesidades de los campos específicos de la investigaciones en Ciencias de la Tierra. Cada interface, conocido como un caso, proporciona funciones y parámetros aplicables a esas áreas específicas de la Ciencia de la Tierra. Por ejemplo, el caso A-Train proporciona una interface diseñada para la investigación de nubes y aerosoles, utilizando datos desde instrumentos a bordo de los satélites A-Train tales como CloudSat, Aqua, Aura, y CALIPSO. En la Figura 3.1 se observa en forma esquemática los procesos que se realizan, desde la adquisición de los datos, su procesamiento y su resultado final, que es el que obtienen los usuario [1,12].

Giovanni emplea algoritmos validos científicamente y un esquema rico para describir los parámetros de los datos. A través de una interface, los usuarios invocan las visualizaciones de un solo y múltiples parámetros, análisis estadístico, y filtrados relacionado a la cualidad hasta (actualmente) sobre 1200 parámetros de datos de sensores remotos, mediciones terrestres, y modelos. Al no tener que tratar con múltiples datos con variadas estructuras, resoluciones, formatos, y indicadores de calidad, los usuarios son capaces de lograr resultados significativos muy rápidamente. Giovanni también soporta múltiples protocolos de interoperabilidad y los formatos de los datos permiten acceso a los datos desde muchos suministradores. Estas

características relevantes de Giovanni proporcionan a los investigadores con un análisis de propósito general y los servicios de comparación que actúan sobre los datos de alta calidad. Giovanni ha evolucionado desde el éxito de las versiones anteriores que enfatiza un interface sencilla, rápida interpretación de imágenes, y procesamientos validos científicamente que correctamente toma en cuenta los algoritmos empleados (incluyendo suposiciones subyacentes). Ahora Giovanni esta operativo en GES DISC (en esta posición Internet: <http://giovanni.gsfc.nasa.gov>), Giovanni, Versión 3, esta ya soportando investigación científica. [12].

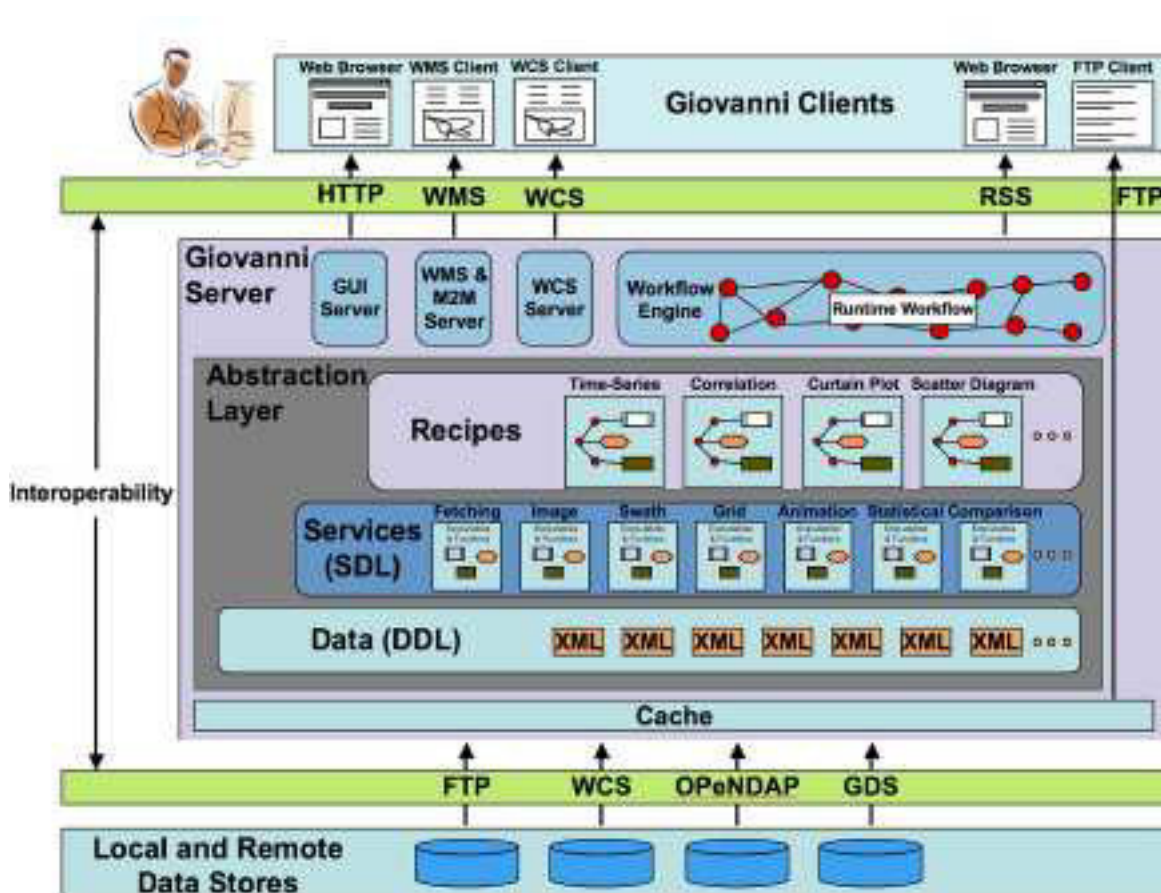


Figura 3.1 Arquitectura funcional de Giovanni 3. El almacén de datos físicos es mostrado en la parte baja. Los usuarios interactúan vía (arriba) un navegador Web o clientes WMS/WCS (centro) con el servidor Giovanni. El servidor consiste de una capa de abstracción de datos, servicio y servicio compuesto (recetas). Los flujos de trabajo en tiempo de corrida única basado en recetas expuestas vía el GUI son corridas en el servidor. Los datos de entrada son buscados vía los múltiples protocolos. El estatus de procesamiento (opcionalmente vía RSS) y los resultados son retornados a los clientes usuarios en la parte superior. Los datos originales o los resultados intermedios pueden ser recuperados del cache vía FTP tanto como HTTP. [12].

3.2 Datos espaciales y temporales del espesor óptico del aerosol

Los datos del espesor óptico del aerosol promedio mensual procedentes de los sensores MODIS y SeaWiFs, se recuperaron de las páginas Web, reason.gsfc.nasa.gov/ops/Giovanni/ocean.aqua.shtml y reason.gsfc.nasa.gov/ops/Giovanni/ocean.sewifs.shtml, respectivamente. La Tabla 3.1 muestra las características de los datos. También se utilizaron datos en otras longitudes de ondas procedentes de los sensores MODIS, MISR, y MERIS, estos datos se pueden encontrar en la siguiente página Web, gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/daac-bin/G3/gui.gci?instance_id=aerosol_monthly. La tabla 3.2 muestra las características de los datos.

Tabla 3.1 Características de los datos oceánicos del Espesor Óptico del Aerosol.

Satélite	Sensor	λ (nm)	Periodo	Región (oceánica)
AQUA	MODIS	869	2002-2008	20° - 0°S, 90° - 70°W (Perú) 8° - 3°S, 82° - 79°W (Costa Norte)
SeaStar	SeaWiFS	865	1997-2008	20° - 0°S, 90° - 70°W (Perú) 8° - 3°S, 82° - 79°W (Costa Norte)

Tabla 3.2 Características de los datos oceánicos y continentales del Espesor Óptico del Aerosol.

Satélite	Sensor	λ (nm)	Periodo	Región (continental y oceánica)
TERRA	MODIS	550	2000-2008	20° - 0°S, 90° - 70°W (Perú) 8° - 3°S, 82° - 79°W (Costa Norte)
AQUA	MODIS	550	2002-2008	20° - 0°S, 90° - 70°W (Perú) 8° - 3°S, 82° - 79°W (Costa Norte)
ENVISAT	MERIS	550	2002-2007	20° - 0°S, 90° - 70°W (Perú) 8° - 3°S, 82° - 79°W (Costa Norte)
TERRA	MISR	555	2000-2006	20° - 0°S, 90° - 70°W (Perú) 8° - 3°S, 82° - 79°W (Costa Norte)

3.3 Datos del coeficiente de Angström

Los datos coeficiente de Angström promedio mensual procedentes del sensor MODIS se obtuvieron de la página Web gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/daac-bin/G3/gui.gci?instance_id=aerosol_monthly. La tabla 3.3 muestra las características de los datos.

Tabla 3.3 Características de los datos del Coeficiente de Angström.

Satélite	Sensor	$\alpha(\text{nm})$	Periodo	Región (continental)
AQUA	MODIS	470-660	2002-2008	20° - 0°S, 90° - 70°W (Perú) 8° - 3°S, 82° - 79°W (Costa Norte)
TERRA	MODIS	470-660	2000-2008	20° - 0°S, 90° - 70°W (Perú) 8° - 3°S, 82° - 79°W (Costa Norte)

3.4 Procesamiento de los datos del espesor óptico del aerosol y del coeficiente de Angström

Se graficaron todas las series temporales para analizar la variabilidad temporal del espesor óptico del aerosol. Se realizaron correlaciones entre los datos adquiridos de los sensores MODIS, a bordo de los satélites AQUA y TERRA, para verificar la confiabilidad de sus datos.

3.5 Procesamiento de los datos del coeficiente de Angström

Se realizaron gráficas del coeficiente de Angström vs espesor óptico del aerosol, de los datos procedentes del sensor MODIS (AQUA y TERRA) en la longitud de onda de 550nm, para observar el tipo de partículas que se encuentran presentes en la atmósfera de la regiones en estudio.

IV. RESULTADO Y DISCUSION

4.1 Variabilidad espacial y temporal del espesor óptico del aerosol en la longitud de onda de 865nm y 869nm

Región 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud

La Figura 4.1 muestra siete promedios anuales del espesor óptico de los aerosoles en la longitud de onda de 869nm, procedentes del sensor MODIS a bordo del satélite AQUA, con una resolución espacial de 9 km, de la región de estudio 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud en el periodo 2002 - 2008. En la costa peruana el espesor óptico esta en el rango de 0.1 a 0.2. La Figura 4.2 muestra doce promedios anuales del espesor óptico de los aerosoles en la longitud de onda de 869nm, procedentes del sensor SeaWiFS a bordo del satélite SeaStar, con una resolución espacial de 9 km, de la región de estudio 0° - 20° S de latitud y 90° - 70°W de longitud en el periodo 1997 - 2008. En la costa peruana el espesor óptico esta en el rango de 0.1 a 0.2. En la Figura 4.3 se observa que los valores del espesor óptico a la longitud de onda de 869nm, procedentes del sensor MODIS -AQUA oscilan entre 0.8 y 0.13. En la Figura 4.4 los valores del espesor óptico a la longitud de onda de 865nm, procedentes del sensor SeaWiFS - SeaStar oscila entre 0.1 y 0.16. De ambas figuras se observa que las series de tiempo de ambos sensores no muestran relación alguna.

Región 8° - 3°S de latitud y 82° - 79°W de longitud

De la Figura 4.5 los valores del espesor óptico a la longitud de onda de 869nm, procedentes del sensor MODIS-AQUA oscilan entre 0.1 y 0.15. Se observa un valor máximo de 0.18 en agosto del 2005. De la Figura 4.6 los valores del espesor óptico a la longitud de onda de 865nm, procedente del sensor SeaWiFS - SeaStar oscila entre 0.1 y 0.2. De ambas figuras se observa que las series de tiempo si tienen relación.

4.2 Variabilidad espacial y temporal del espesor óptico del aerosol a 550nm de la región 0° - 20°S de latitud 90° - 70°W de longitud

Región 0°-20°S de latitud y 90°-70°W de longitud

La Figura 4.7 muestra siete promedios anuales del Espesor Óptico de los Aerosoles en la longitud de onda de 550nm, procedentes del sensor MODIS a bordo del satélite AQUA, con una resolución espacial de 9 km, de la región de estudio 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud en el periodo 2002 - 2008. En la costa peruana el espesor óptico esta en el rango de 0.1 a 0.2. La Figura 4.8 muestra nueve promedios anuales del Espesor Óptico de los Aerosoles en la longitud de onda de 550nm, procedentes del sensor MODIS a bordo del satélite TERRA, con una resolución espacial de 9 km, de la región de estudio 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud en el periodo 2000 - 2008. En la costa peruana el espesor óptico esta en el rango de 0.1 a 0.2. La Figura 4.9 muestra seis promedios anuales del Espesor Óptico de los Aerosoles en la longitud de onda de 550nm, procedentes del sensor MERIS a bordo del satélite ENVISAT, de la región de estudio 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud en el periodo 2002 - 2007. En la costa peruana el espesor óptico esta en el rango de 0.1 a 0.5. De la Figura 4.10 los valores del espesor óptico del aerosol procedentes de los sensores MODIS -TERRA y MODIS -AQUA, oscilan entre 0.1 y 0.2, observándose máximos de 0.35 en setiembre del 2004, un máximo de 0.32 en setiembre del 2005 y 0.28 en setiembre de 2007, para ambas series. El valor del espesor óptico del aerosol procedente del sensor MERIS - ENVISAT, oscila entre 0.2 y 0.38, siendo este último valor del mes de setiembre. Las tres series de tiempo muestran un comportamiento común, se observa que para los meses de enero, febrero y marzo el espesor óptico aumenta, para los meses de abril, mayo y junio, el espesor óptico disminuye, en julio, agosto y setiembre el espesor óptico aumenta y en octubre, noviembre y diciembre nuevamente disminuye.

Región 8° - 3°S de latitud y 82° - 79°W de longitud

De la Figura 4.11 los valores del espesor óptico del aerosol procedentes de los sensores MODIS -TERRA, MODIS -AQUA y MERIS - ENVISAT, oscilan entre 0.15 y 0.35. Se observa un máximo en los valores de MODIS -TERRA, MODIS -AQUA, de 0.38 en el mes

de setiembre en el año 2004, mientras que en la serie procedente del sensor MERIS – ENVISAT se observan puntos máximos de 0.53 para setiembre del 2004 y 0.43 en noviembre del 2005. Las tres series de tiempo muestran un comportamiento común, se observa que para los meses de enero, febrero y marzo el espesor óptico aumenta, para los meses de abril, mayo y junio, el espesor óptico disminuye, en julio, agosto y setiembre el espesor óptico aumenta y en octubre, noviembre y diciembre nuevamente disminuye.

4.3 Variabilidad espacial y temporal del espesor óptico del aerosol en la longitud de onda de 555nm

Región 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud

La Figura 4.12 muestra siete promedios anuales del Espesor Óptico de los Aerosoles en la longitud de onda de 555nm, procedentes del sensor MISR a bordo del satélite TERRA, con una resolución espacial de 9 km, de la región de estudio 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud en el periodo 2000 - 2006. En la costa peruana el espesor óptico esta en el rango de 0.1 a 0.2. De la Figura 4.13 los valores del espesor óptico procedente del sensor MISR – TERRA oscilan entre 0.15 y 0.3. Se observa un máximo de 3.8 para el año 2005 en el mes de setiembre.

Región 8°-3°S de latitud y 82°-79°W de longitud

En la Figura 4.14 los valores del espesor óptico procedente del sensor MISR – TERRA oscilan entre 0.15 y 0.35. Se observa un máximo de 4.2 en octubre del 2005.

4.4 Correlación entre los datos procedentes de MODIS – AQUA y MODIS - TERRA

Región 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud

De las Figuras 4.15 se observa una buena correlación entre las series de tiempo, la Figura 4.16 indica una correlación, con $r^2 = 0.9354$.

Región 8° - 3°S de latitud y 82° - 79°W de longitud

De la Figura 4.17 se observa también una buena correlación entre las series de tiempo, la Figura 4.18 indica una correlación, con $r^2 = 0.8911$.

4.5 Relación entre el coeficiente de Angström y el espesor óptico del aerosol

Región 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud

De la Figura 4.19 del resultado obtenido de MODIS – AQUA, se observa poca influencia de las regiones correspondientes a la de continental promedio, continental limpio, continental contaminado y urbanos / industriales, que indican la presencia de aerosoles antropogénicos sobre todo de origen industrial. De la Figura 4.20 muestra el resultado obtenido de MODIS – TERRA, se puede observar que la región de mayor influencia corresponde a la de continental promedio, con la presencia de aerosoles antropogénicos y polvo, también se observa poca influencia en las regiones continental limpio, continental contaminado y urbanos / industriales, que indican la presencia de aerosoles antropogénicos sobre todo de origen industrial.

Región 8° - 3°S de latitud y 82° - 79°W de longitud

De la Figura 4.21 se tiene el resultado de MODIS – AQUA, se observa que la región de mayor influencia es la de continental promedio, en la que se encuentran los aerosoles antropogénicos y polvo, también se observa poca influencia en la región urbanos / industriales, que indica poca presencia de aerosoles antropogénicos sobre todo de origen industrial. De la Figura 4.22 muestra el resultado obtenido de MODIS – TERRA, se observa que la región de mayor influencia es la de continental promedio, en la que se encuentran los aerosoles antropogénicos y polvo, también se observa poca influencia en las regiones continental contaminado y urbanos / industriales, que indican poca presencia de aerosoles antropogénicos sobre todo de origen industrial.

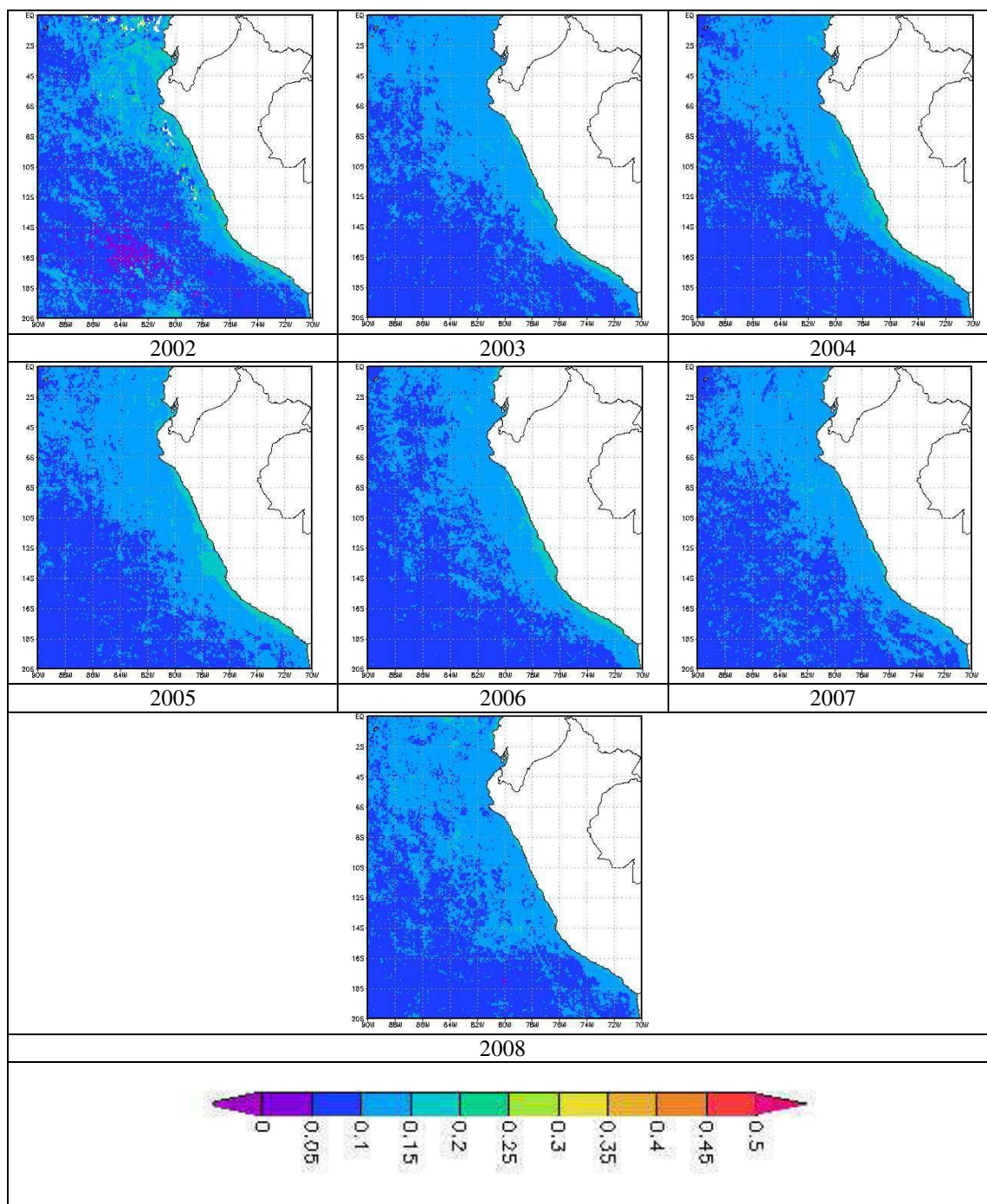


Figura 4.1 - Promedio mensual del espesor óptico del aerosol en la longitud de onda de 869nm, procedente de MODIS / AQUA, con una resolución espacial de 9 km, de la región de 0° -20 °S de latitud y 90° - 70°W de longitud.

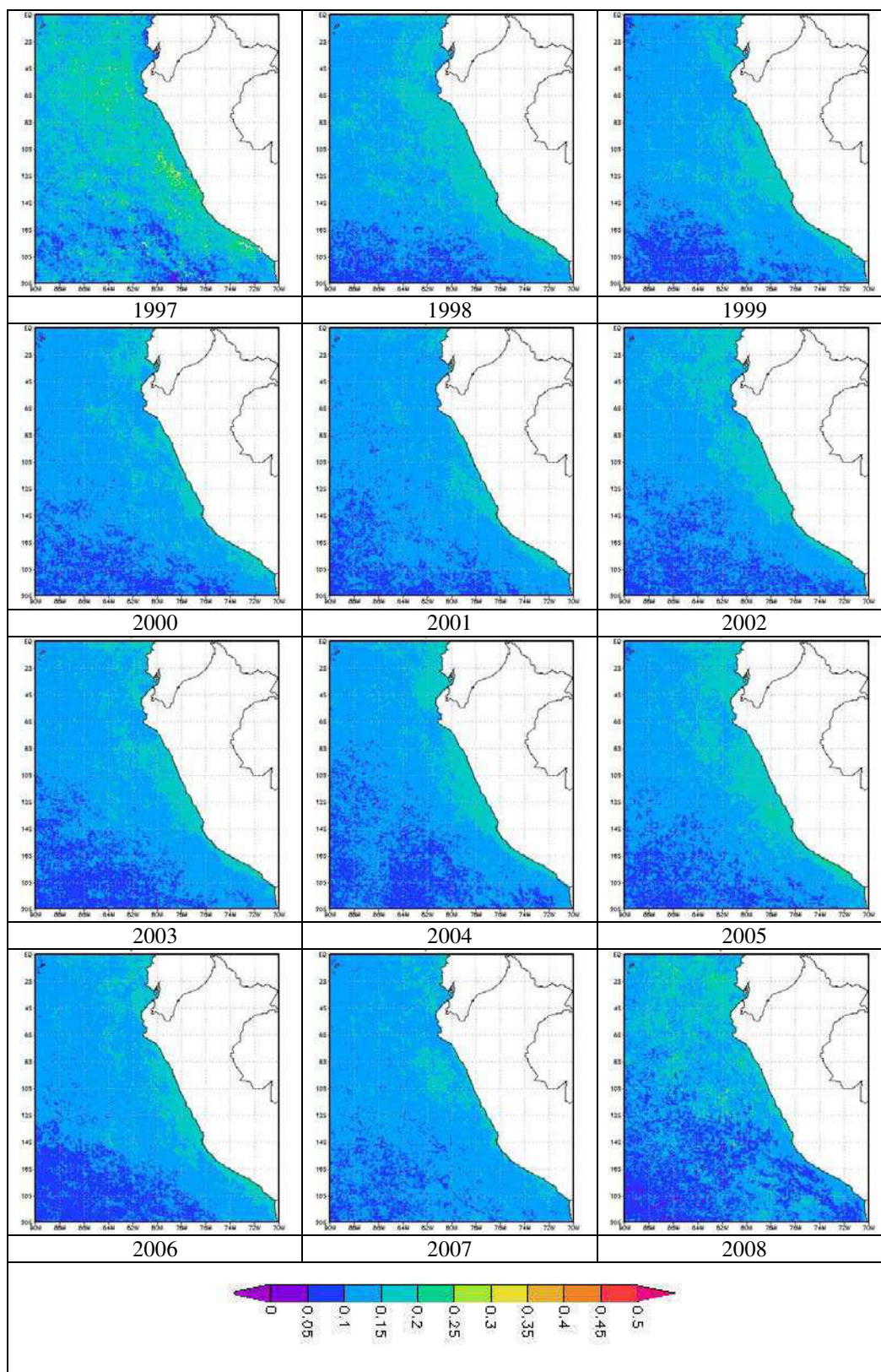


Figura 4.2 – Promedio mensual del espesor óptico del aerosol en la longitud de onda de 865nm, procedente de SeaWiFS, de la región de 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud.

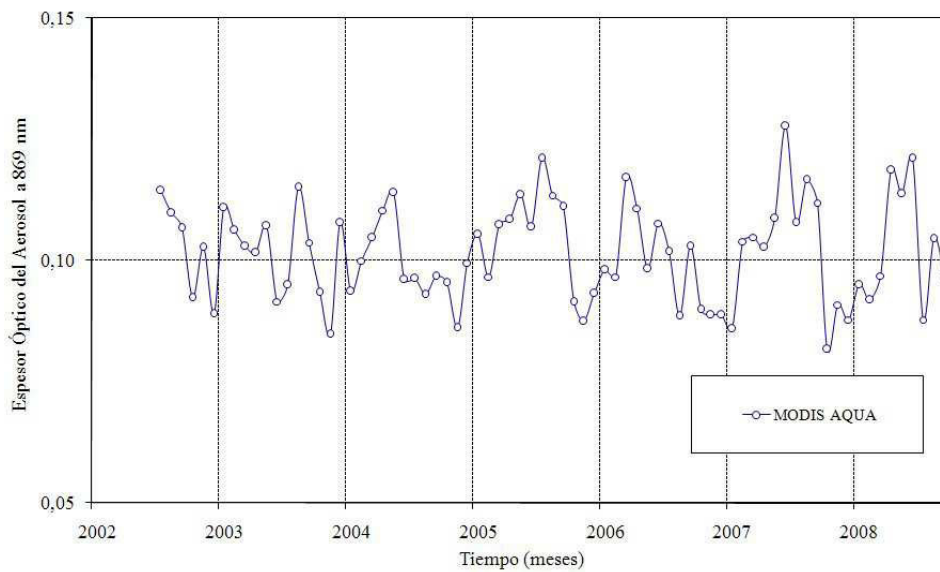


Figura 4.3 - Promedio mensual del espesor óptico del aerosol en la longitud de onda de 869nm, procedente de MODIS -AQUA, de la región de 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud.

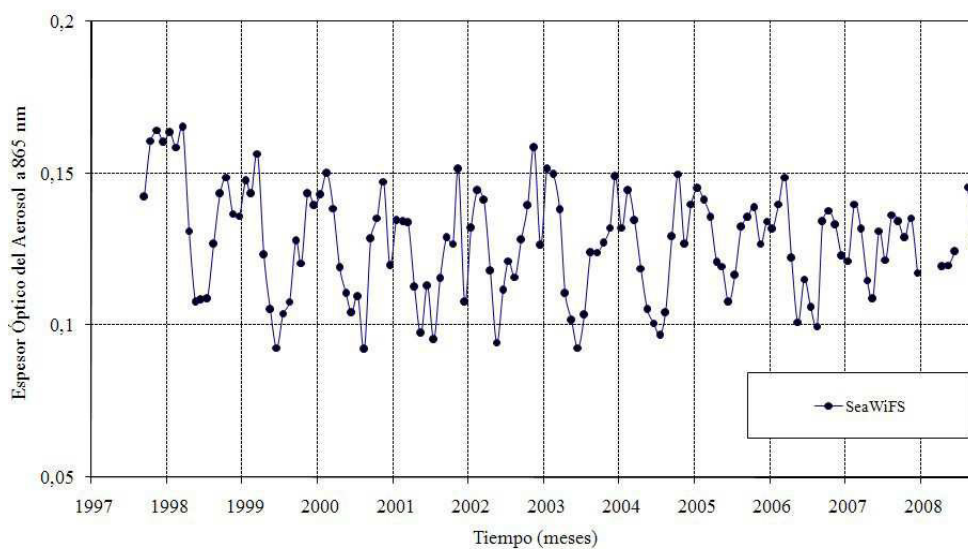


Figura 4.4 - Promedio mensual del espesor óptico del aerosol en la longitud de onda de 865nm, procedente de SeaWiFS, de la región de 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud.

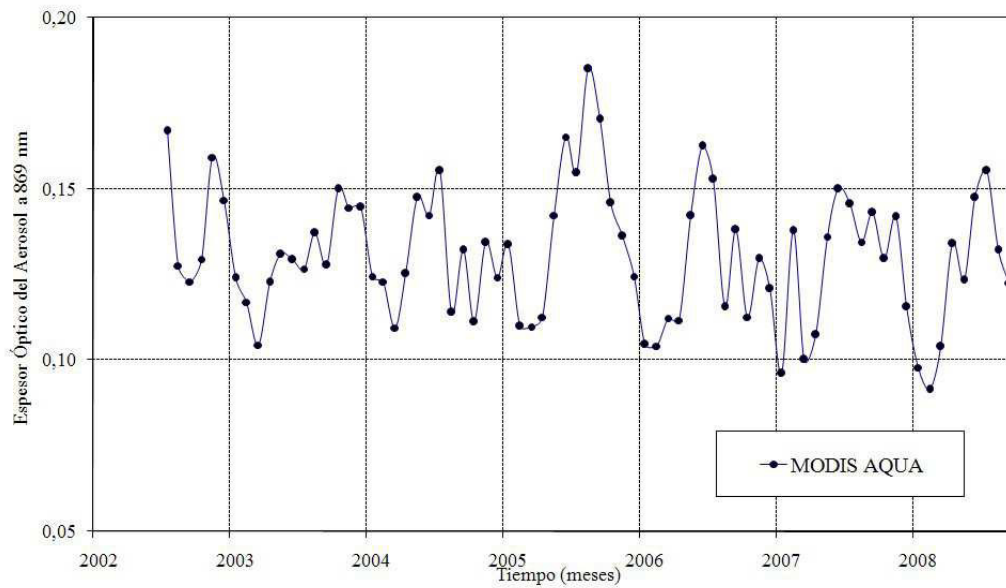


Figura 4.5 - Promedio mensual del espesor óptico del aerosol en la longitud de onda de 869nm, procedente de MODIS / AQUA, de la región 3° - 8°S de latitud y 82° - 79°W de longitud.

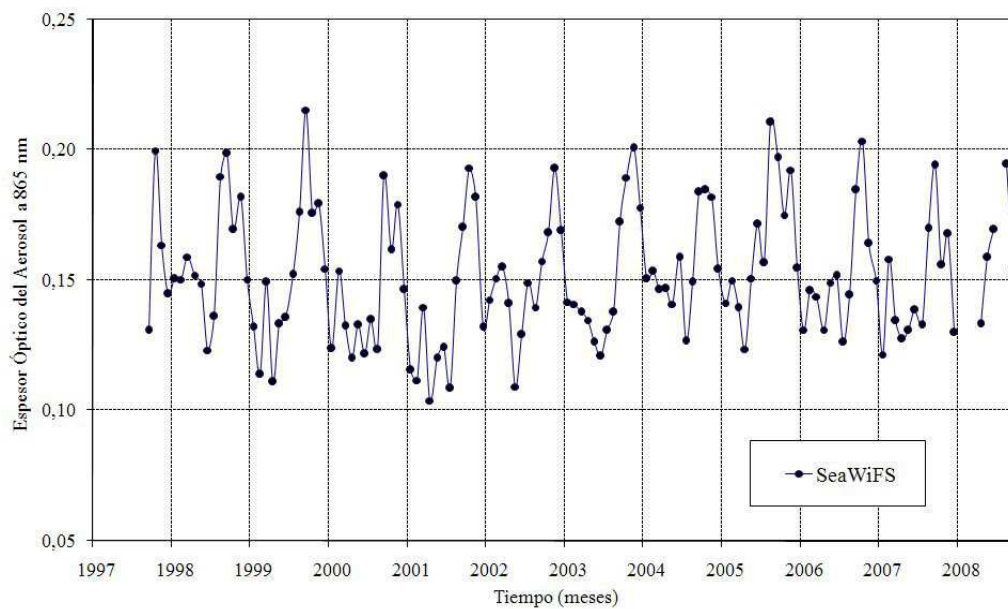


Figura 4.6 - Promedio mensual del Espesor Óptico del Aerosol en la longitud de onda de 865nm, procedente de SeaWiFS de la región 3° - 8°S de latitud y 82° - 79°W de longitud.

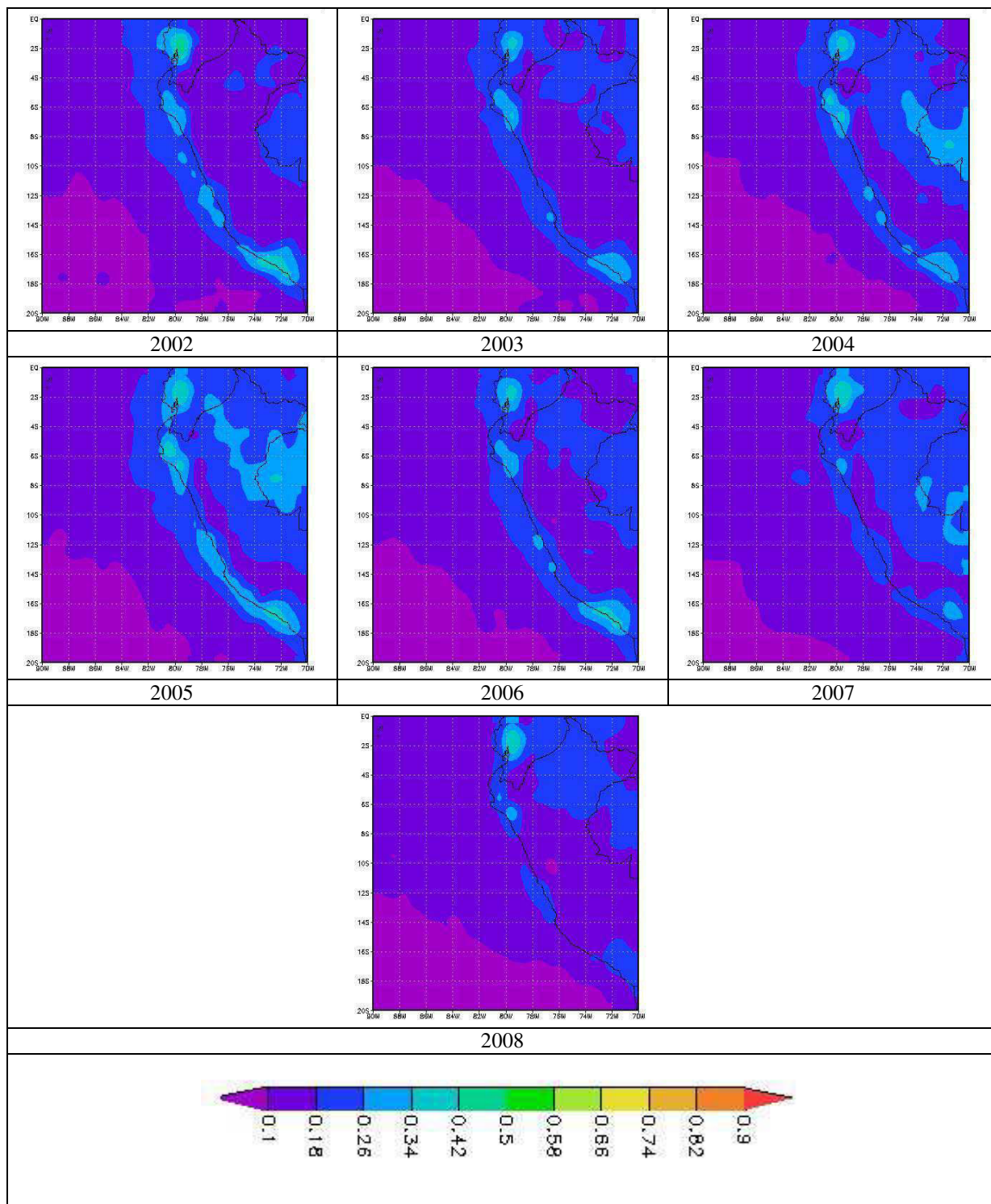


Figura 4.7 - Promedio mensual del espesor óptico del aerosol en la longitud de onda de 550nm, procedente de MODIS / AQUA, con una resolución espacial de 9 km, de la región de 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud.

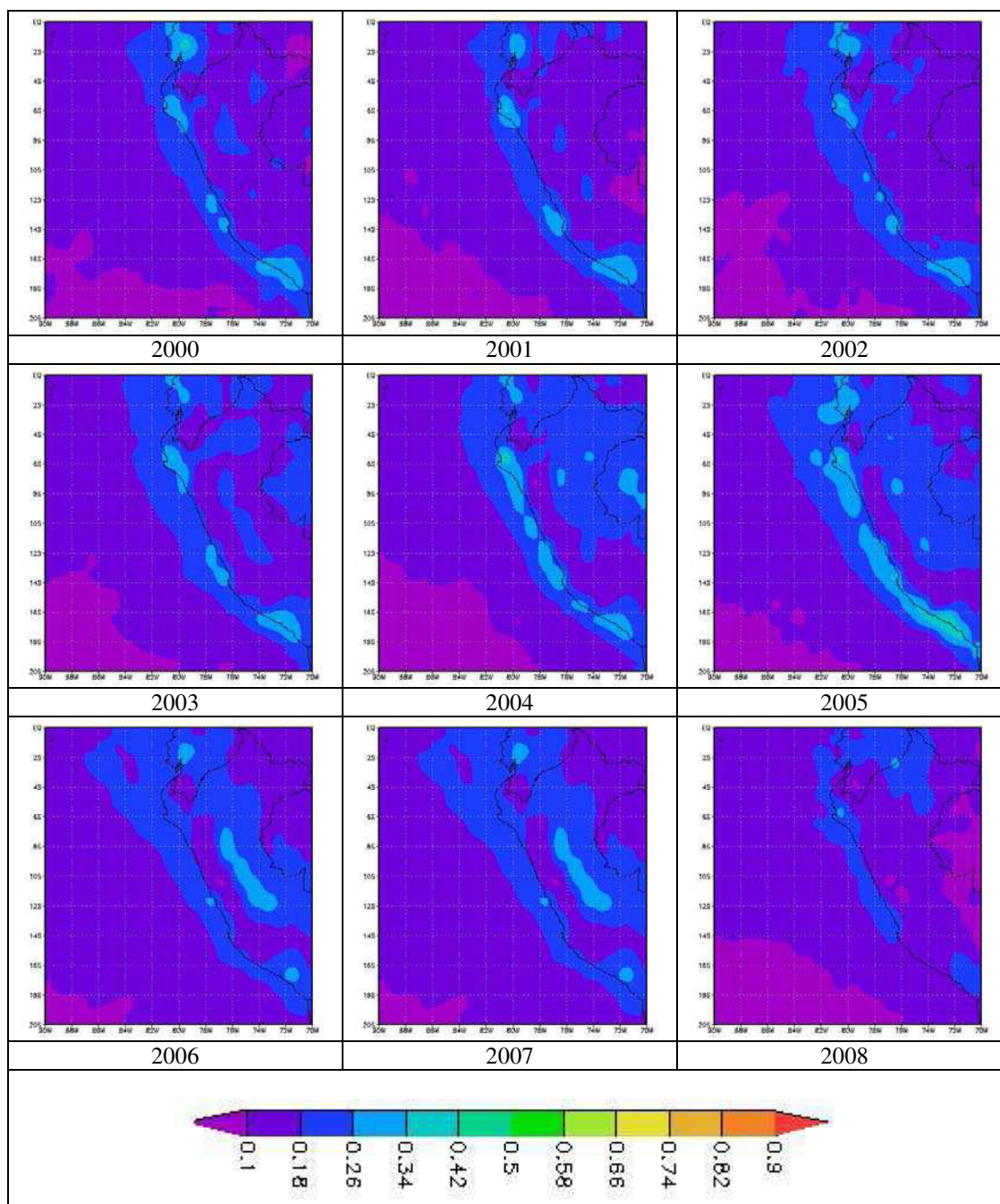


Figura 4.8 - Promedio mensual del espesor óptico del aerosol en la longitud de onda de 550nm, proveniente de MODIS -TERRA, con una resolución espacial de 9 km, de la región de 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud.

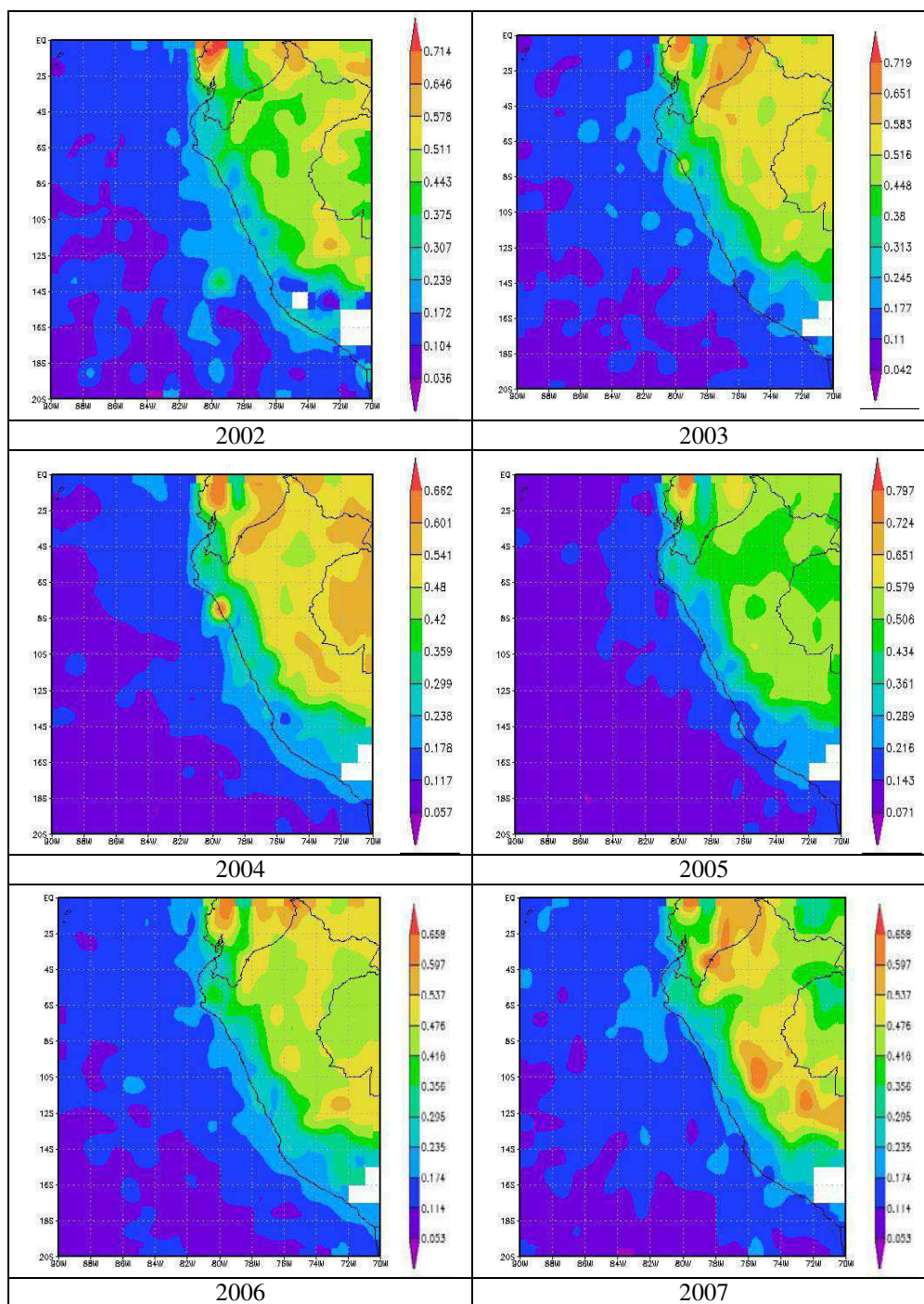


Figura 4.9 - Promedio mensual del espesor óptico del aerosol en la longitud de onda de 550nm, procedente de MERIS, de la región de 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud.

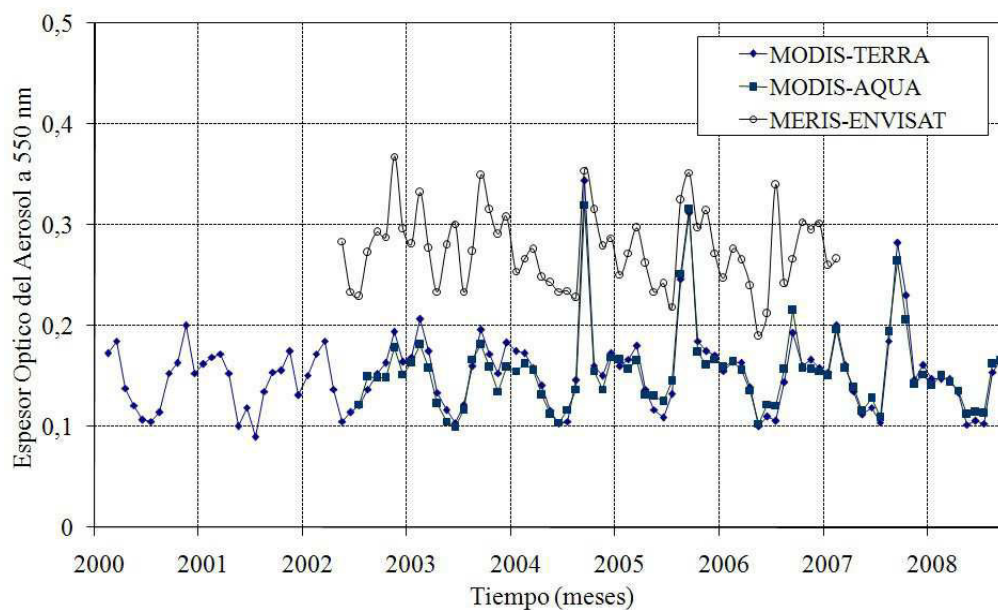


Figura 4.10 - Promedio mensual del espesor óptico del aerosol en la longitud de onda de 550nm, de la región de 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud.

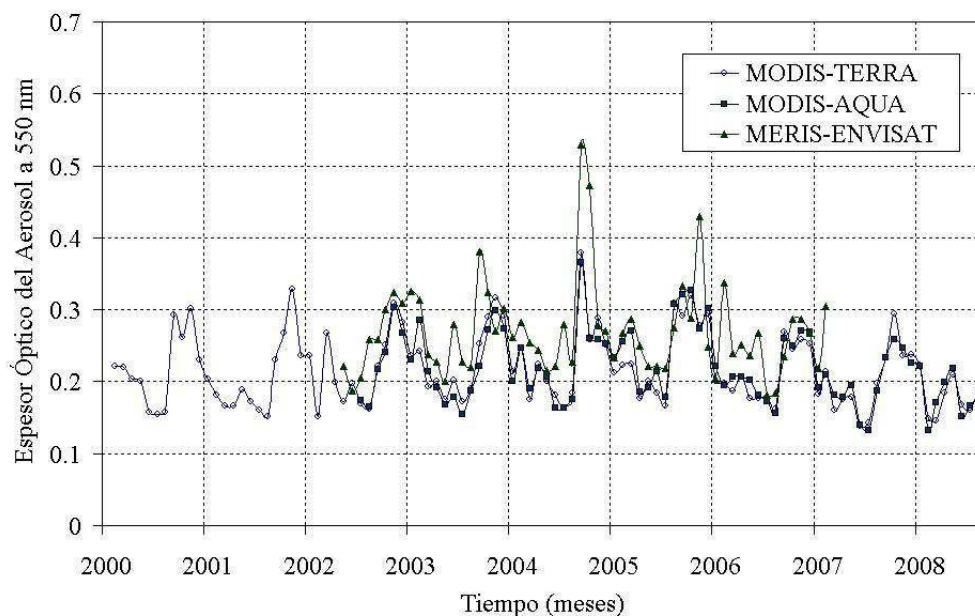


Figura 4.11 - Promedio mensual del Espesor Óptico del Aerosol en la longitud de onda de 550nm, de la región 3° - 8°S de latitud y 82° - 79°W de longitud.

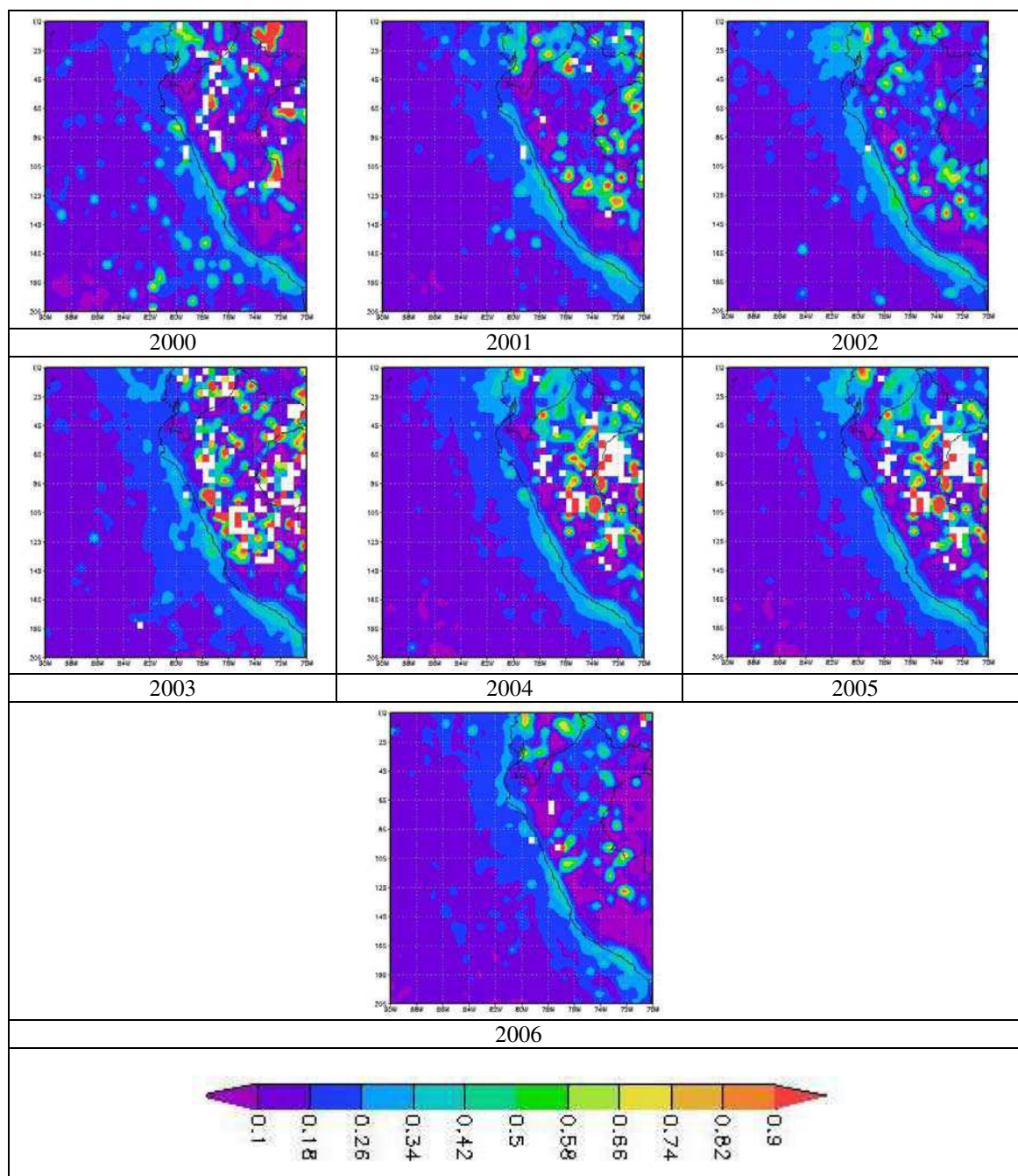


Figura 4.12 - Promedio mensual del Espesor Óptico del Aerosol en la longitud de onda de 555nm, de MISR, con una resolución espacial de 9Km, de la región de 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud.

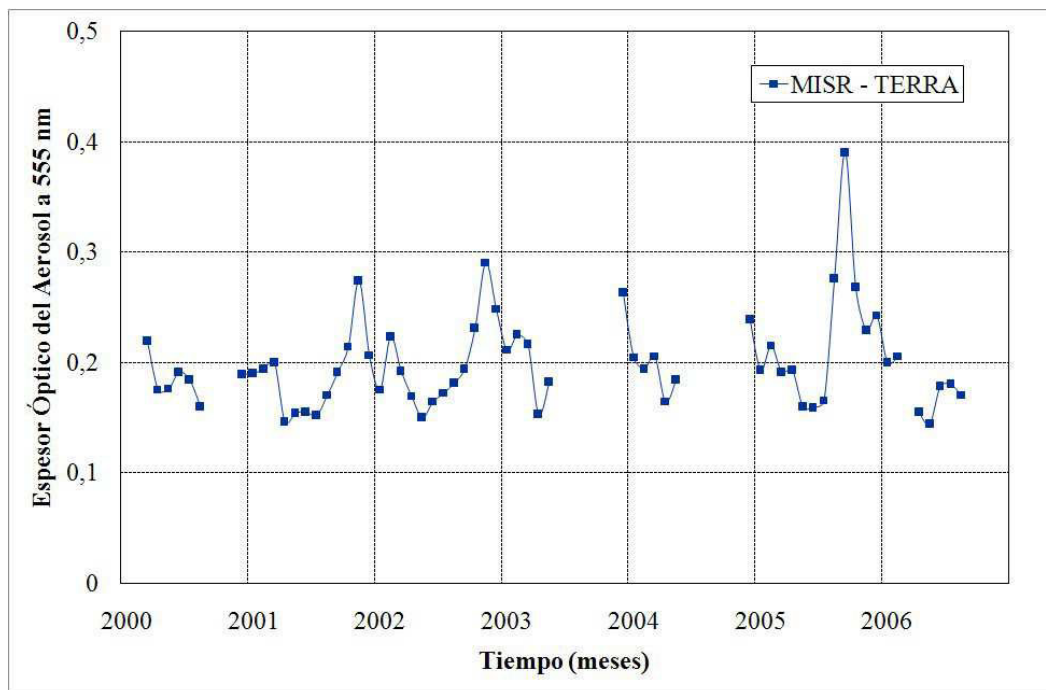


Figura 4.13 - Promedio mensual del espesor óptico del aerosol en la longitud de onda de 555nm, de la región de 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud.

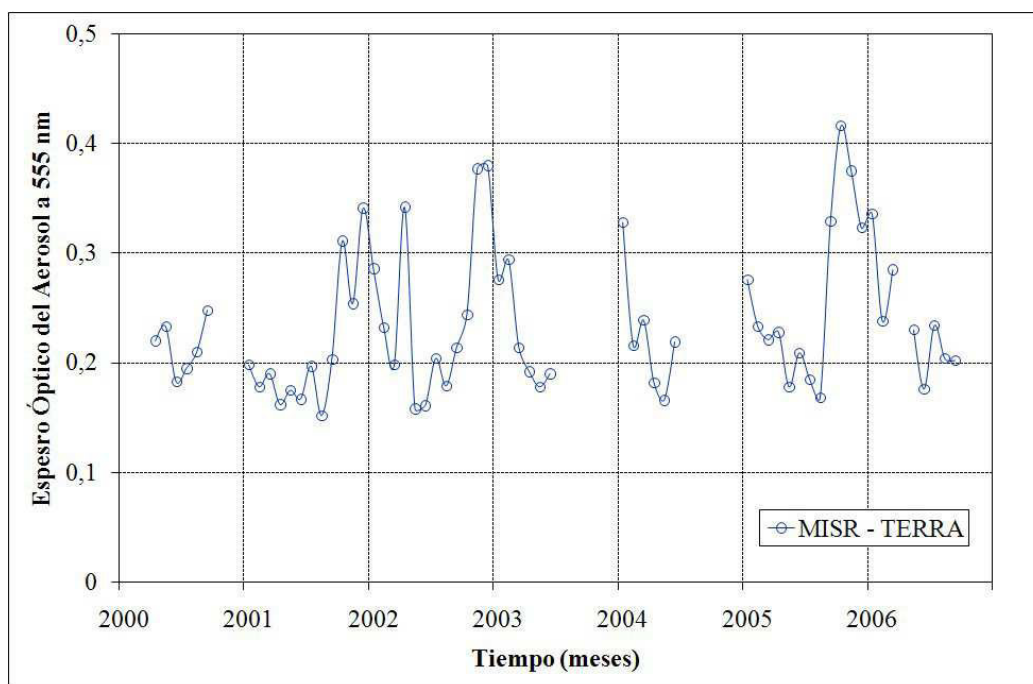


Figura 4.14 - Promedio mensual del espesor óptico del aerosol en la longitud de onda de 555nm, de la región de 3° - 8°S de latitud y 82° - 79°W de longitud en el periodo de 2000 a 2006.

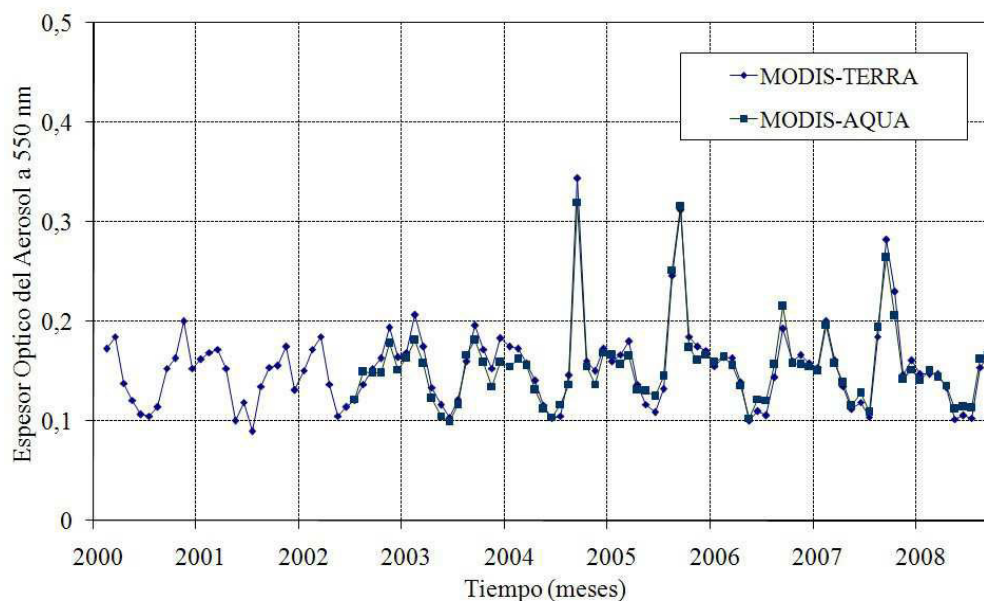


Figura 4.15 - Promedio mensual del espesor óptico del aerosol en la longitud de onda de 550nm, procedentes de MODIS – AQUA y MODIS – TERRA, de la región de 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud en el periodo de 2000 a 2006.

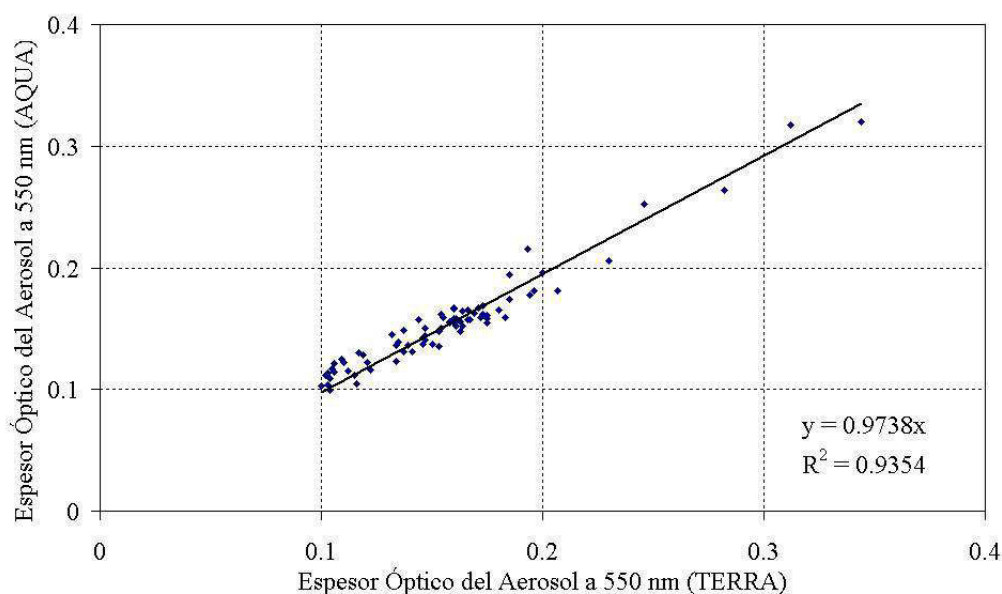


Figura 4.16 - Correlación del promedio mensual del Espesor Óptico del Aerosol Espesor Óptico del Aerosol en la longitud de onda de 550nm, entre MODIS – AQUA y MODIS – TERRA, de la región 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud.

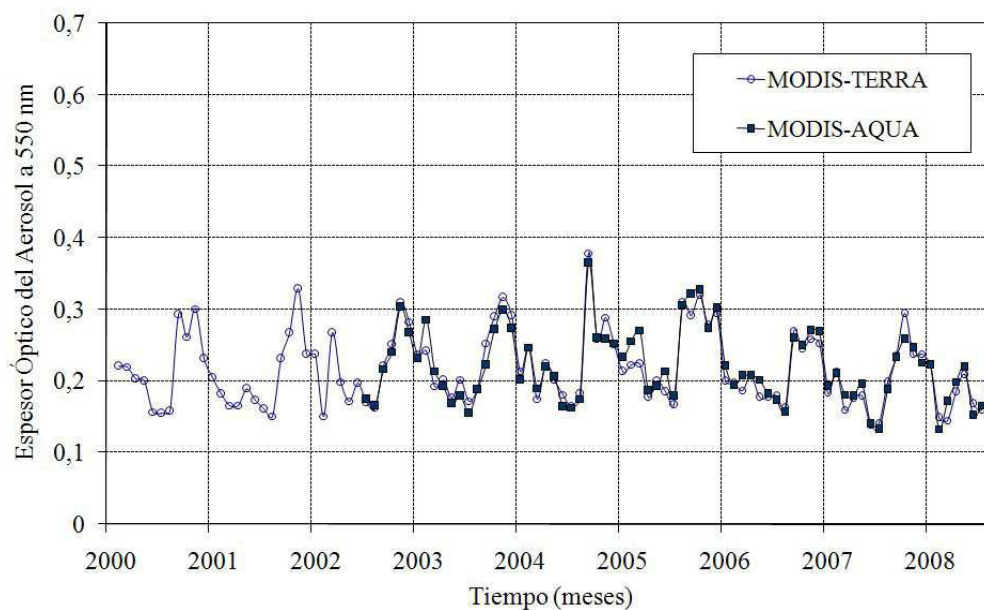


Figura 4.17 - Promedio mensual del espesor óptico del aerosol en la longitud de onda de 550nm, procedentes de MODIS / AQUA y MODIS / TERRA, de la región 3° - 8°S de latitud y 82° - 79°W de longitud.

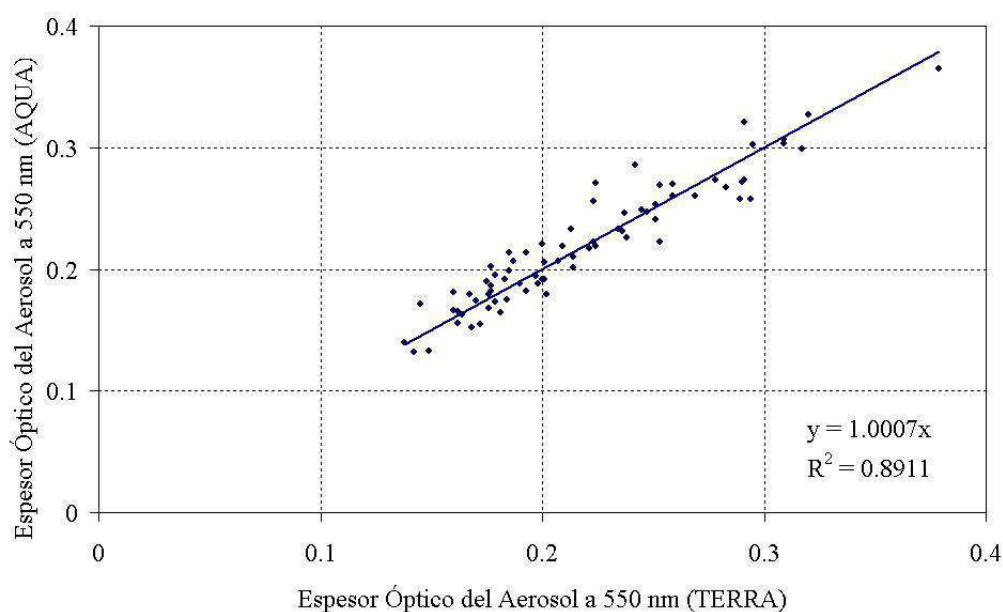


Figura 4.18 - Correlación del promedio mensual del espesor óptico del aerosol en la longitud de onda de 550nm, entre MODIS – AQUA y MODIS – TERRA, de la región 3° - 8°S de latitud y 82° - 79°W de longitud.

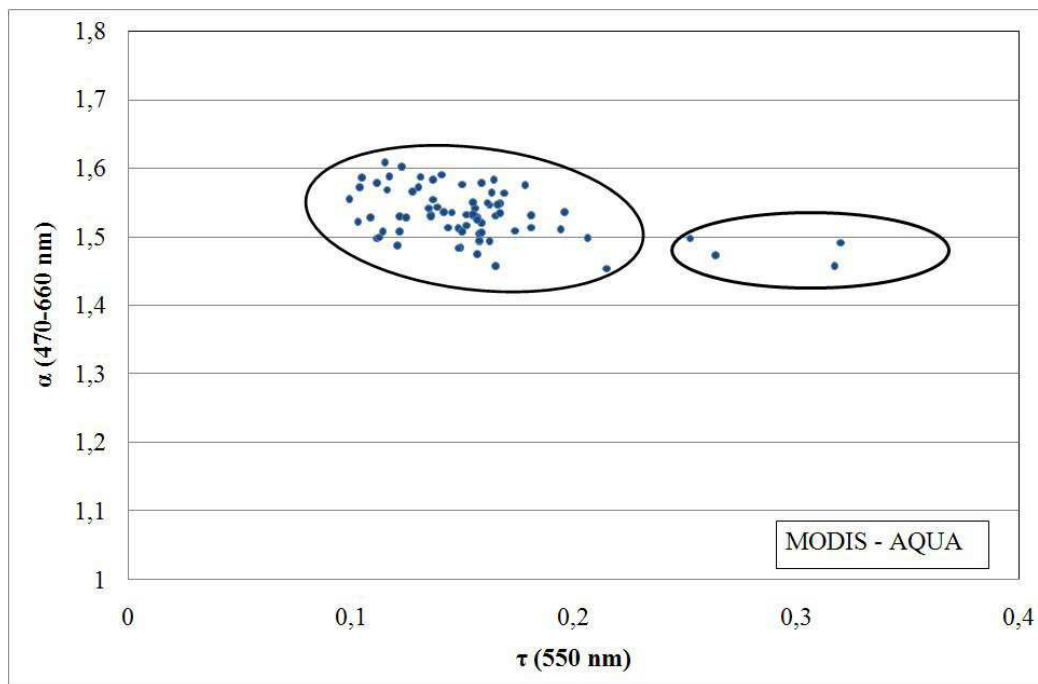


Figura 4.19 - Relación entre el coeficiente de Angström y el espesor óptico del aerosol para la región 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud procedente de MODIS / AQUA.

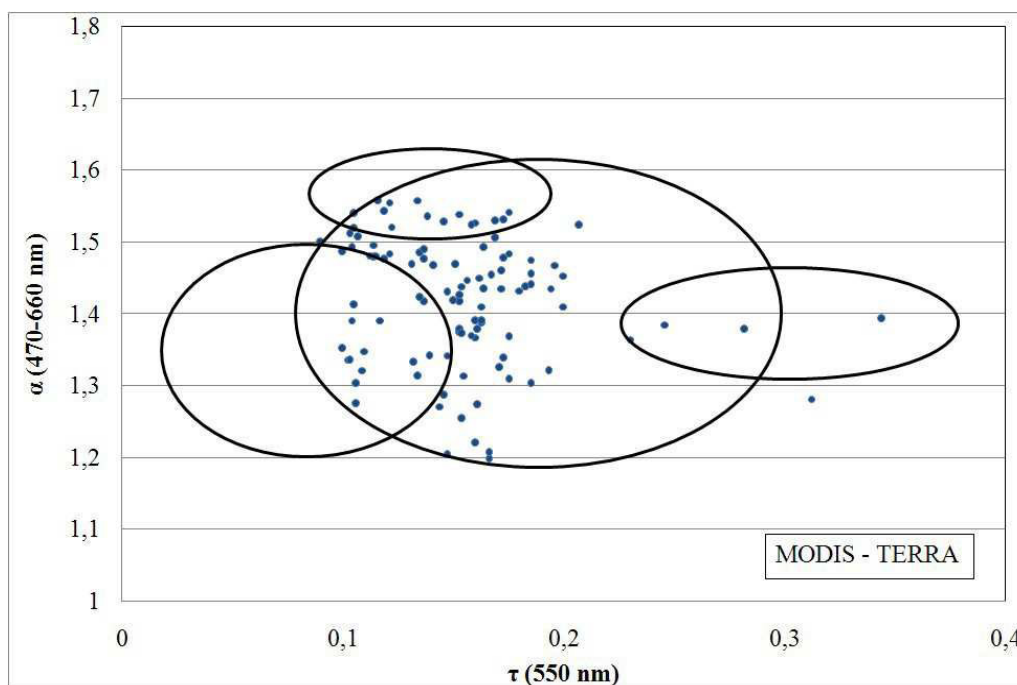


Figura 4.20 - Relación entre el coeficiente de Angström y el espesor óptico del aerosol para la región 0° - 20°S de latitud y 90° - 70°W de longitud procedente de MODIS / TERRA.

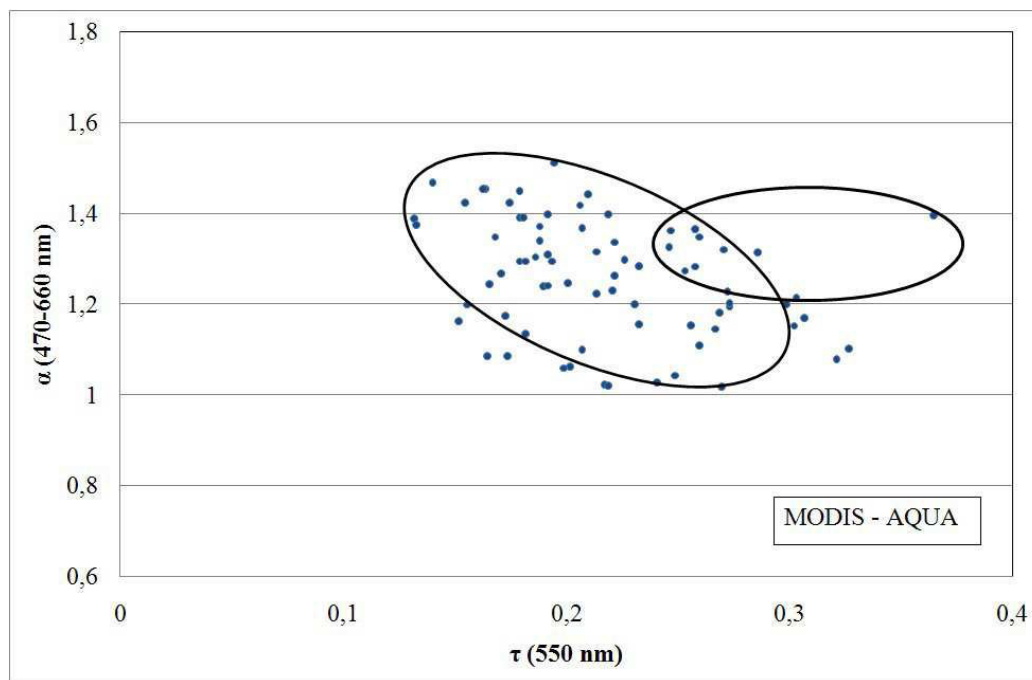


Figura 4.21 - Relación entre el coeficiente de Angström y el espesor óptico del aerosol para la región 3° - 8°S de latitud y 82° - 79°W de longitud procedente de MODIS / AQUA.

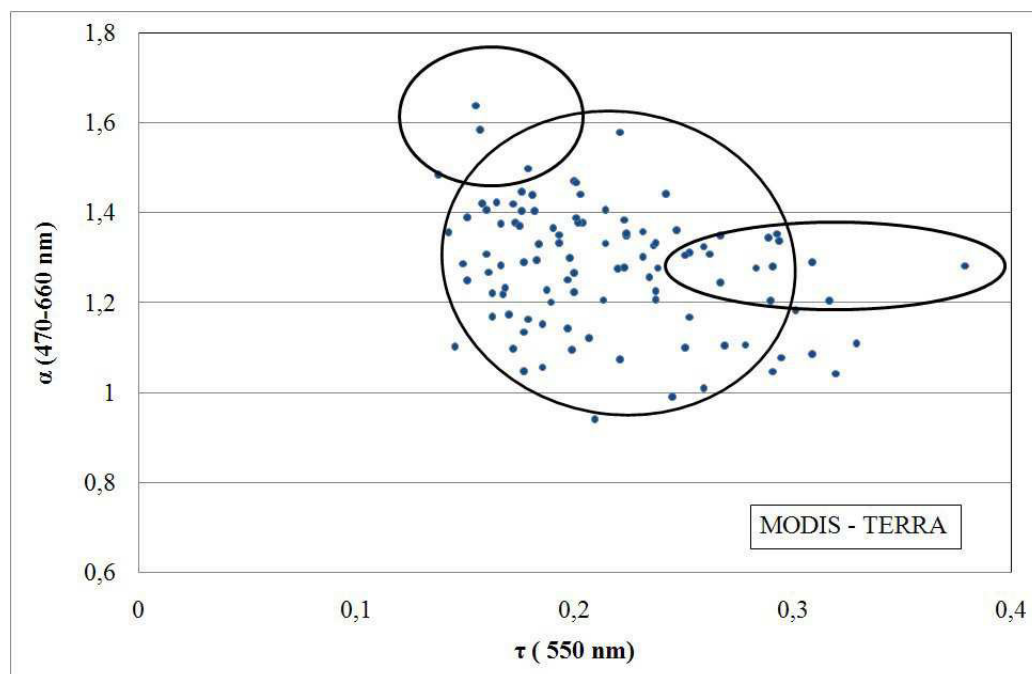


Figura 4.22 - Relación entre el coeficiente de Angström y el espesor óptico del aerosol para la región 3° - 8°S de latitud y 82° - 79°W de longitud procedente de MODIS / TERRA.

V CONCLUSIONES

De los resultados obtenidos se observa una alta correlación entre los datos adquiridos provenientes de los sensores MODIS, a bordo de los satélites AQUA y TERRA. Esta precisión demuestra la confiabilidad de los productos de MODIS.

Las series de tiempo de los promedios temporales del espesor óptico del aerosol, en diferentes longitudes de onda y de diferentes sensores, demuestran un comportamiento cíclico observándose máximos en los meses de verano y mínimos en los meses de invierno.

La relación entre el espesor óptico del aerosol y el coeficiente de Angström, dan información acerca del tipo de partículas presentes en la atmósfera. Los resultados obtenidos de acuerdo con la Tabla 2.2, indican que las regiones en estudio se encuentran en el rango de Continental promedio. Las partículas presentes son de tipo antropogénico, aerosoles que surgen debido a la industrialización, incendios, combustión de los autos, también se observan partículas solubles que surgen de la conversión de gas a partícula (sulfatos, nitratos,) e insolubles (material orgánico) en agua.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- [1] S. Berrick, G. Leptoukh, Z. Liu, L. Pham, H. Rui, S. Shen, W.Teng, T. Zhu, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, Code 902, NASA GSFC, Greenbelt, Maryland 20771, USA. Multi-sensor Distributive on line Processing Visualization and Analysis System.
- [2] A. Dardes de Almeida Castanho, Propiedades ópticas das partículas de aerosol e uma nova metodologia para a obtenção de espessura óptica via satélite sobre São Paulo, Tese de doutorado apresentada ao Instituto de Física para obtenção do título de Doutor em Ciencias, 2005.
- [3] O. Dubovik, B. Holben, T. F. Eck, A. Smirnov, Y. J. Kaufman, M. D. King, D. Tanre, I. Slutsker, Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations, *J. Atm.Sci.*,59,590-608.
- [4] F. J. Expósito G., Determinación del espesor óptico de aerosoles mediante técnicas de teledetección en la región de Canarias, tesis para obtener el grado de Doctor en Ciencias Físicas, 1999.
- [5] M. Hess, P., I. Schult, Optical Properties of Aerosols and Clouds: The Software Package OPAC, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 79, 831-844, 1998.
- [6] R. C. Levy, Retrieval of tropospheric aerosol properties over land from inversion of visible and near-infrared spectral reflectance: application over Maryland, 2007.
- [7] L. A. Remer, Y. J. Kaufman, R. G. Kleidman, Comparison of Three Years of Terra and Aqua MODIS Aerosol Optical Thickness Over the Global Oceans, *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, Vol. 3, Nº 4, 2006.
- [8] L. Otero, P. Ristori, F. Robledo, B. Holben, E. Quel, Aerosol Optical Thickness For Different AERONET -NASA Stations During 2002, *Anales AFA* Vol. 17, 349-352, 2005.
- [9] L. Otero, P. Ristori, B. Holben, E. Quel, Aerosol Optical Thickness For Different AERONET - NASA Stations During 2002, *Óptica Pura Aplicada*, 39, 355-364, 2006.
- [10] Sobrino, J. A., Raissouni, N., Kerr, Y., Oliso, A., López-García, M. J., Belait, A., El Kharraz, M. H., Cuenca, J., Dempere, L., 2000. Teledetección.
- [11] M. A.Yamasoe, Estudo de Propriedades Ópticas de Partículas de Aerossóis a partir de uma Rede de Radiômetros, Tese apresentada ao Instituto de Física da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Doctor em Ciencias, 1999.
- [12] S.W. Berrick, G. Leptoukh, J.D. Farley, and H. Rui. Giovanni: A Web Service Workflow-Based Data Visualization and Analysis System. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 47, NO. 1, January 2009.